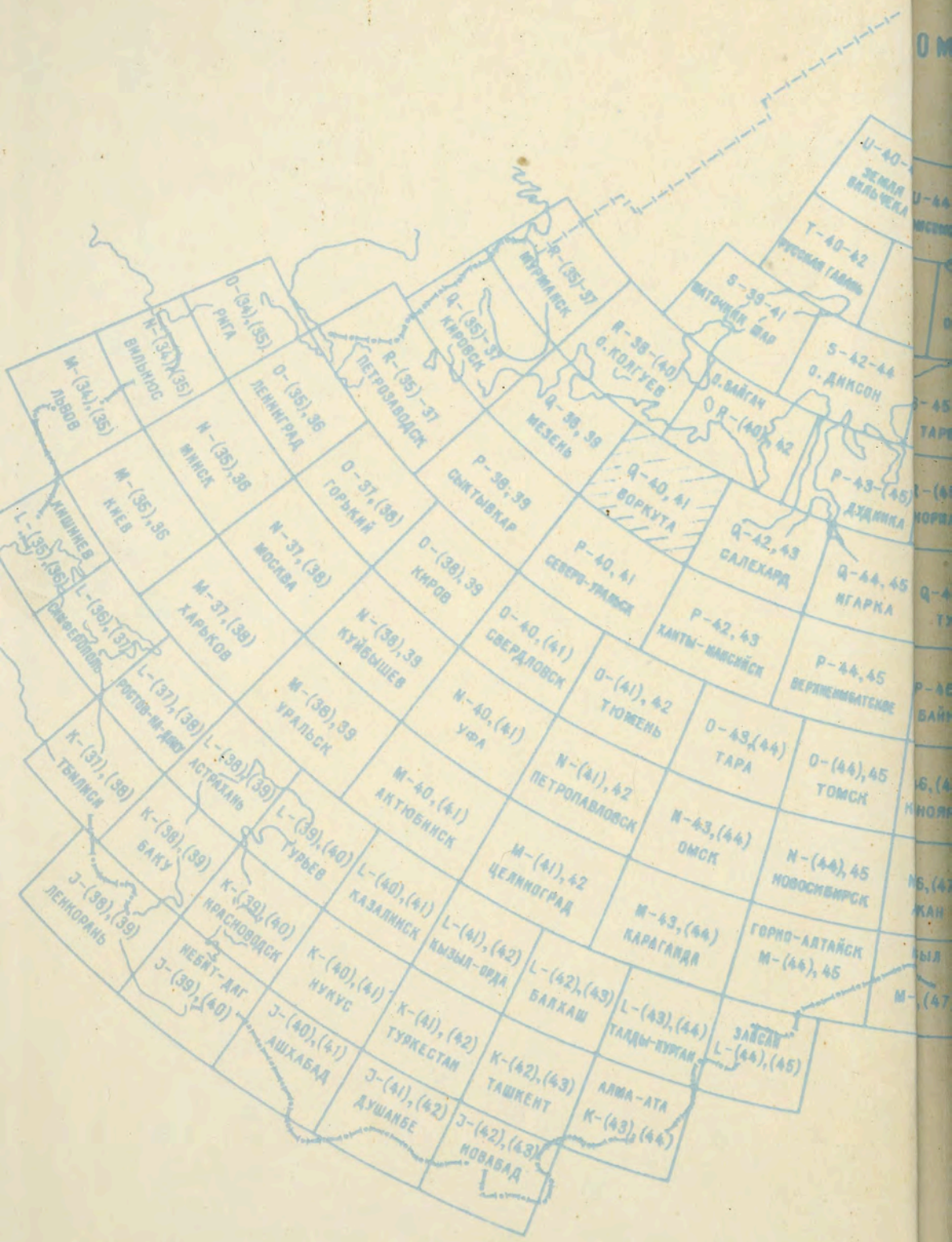


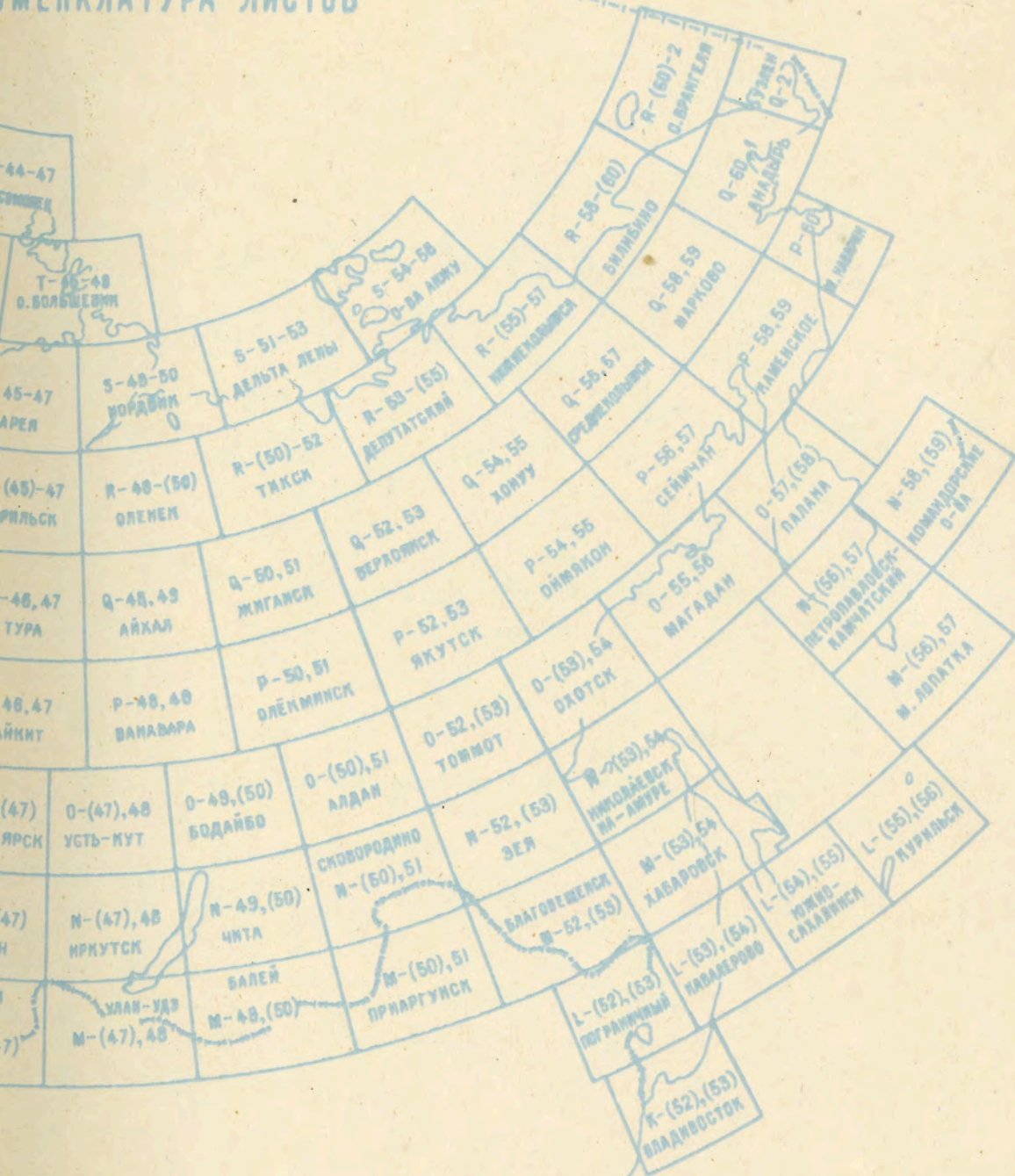
НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА  
им. Горького  
МГУ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Лист Q - 40,41 - Воркута



ИМЕНКЛАТУРА ЛИСТОВ



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

Масштаб 1:1 000 000

(новая серия)

## Объяснительная записка

Лист Q-40, 41 — Воркута

Ответственный редактор *К. П. Евсеев*

1  
2  
н.с.

**Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия).**  
Объяснительная записка. Лист Q-40, 41 — Воркута. 1977. (Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ)

В объяснительной записке обобщен большой материал по стратиграфии, интрузивным образованиям, тектонике, геоморфологии и истории геологического развития севера Урала и прилегающих к нему окраин Русской и Западно-Сибирской платформ.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией СССР.

Ил.— 5, список лит.— 149 назв.

Материалы по листу Q-40, 41 рассмотрены и одобрены к печати 2 апреля 1971 г. на заседании Главной редакции Госгеолкарты в составе *Е. В. Бабаджанян* (секретарь), *Ю. Р. Беккера*, *Н. Н. Воронцова*, *Г. С. Ганешина*, *А. Я. Дубинского*, *С. В. Егорова*, *А. И. Жамойды*, *Ю. С. Желубовского*, *Г. А. Жукова*, *И. К. Зайцева*, *К. Б. Ильина*, *Г. П. Клеймана*, *С. Ю. Лускинд*, *З. А. Макаровой*, *Ф. Г. Маркова*, *В. Л. Масайтиса*, *Н. П. Михайлова*, *В. М. Моралева*, *С. А. Музылева* (председатель), *В. К. Путинцева*, *Р. И. Соколова*, *В. В. Соловьева*, *Ю. И. Сытина*, *Н. Г. Чочиа*, *К. Э. Якобсона*.

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение. <i>К. П. Евсеев, Н. Г. Волкова, Н. Н. Ростовцев, Н. Г. Чижова</i> . . . . .	5
<b>Стратиграфия</b> . . . . .	9
Верхний протерозой. <i>Л. Т. Белякова, К. П. Евсеев</i> . . . . .	9
Верхний протерозой или кембрийская система. <i>Л. Т. Белякова, К. П. Евсеев, М. А. Маслов</i> . . . . .	12
Кембрийская система. <i>Л. Т. Белякова, К. П. Евсеев, М. А. Маслов</i> . . . . .	14
Ордовикская система. <i>К. П. Евсеев, Ю. Е. Молдаванцев, Т. И. Кушнарера</i> . . . . .	19
Силурийская система. <i>К. П. Евсеев, Ю. Е. Молдаванцев, Т. И. Кушнарера</i> . . . . .	30
Силурийская — девонская системы. <i>К. П. Евсеев, Ю. Е. Молдаванцев</i> . . . . .	40
Девонская система. <i>К. П. Евсеев, В. Ф. Куликова, Ю. Е. Молдаванцев, Т. И. Кушнарера</i> . . . . .	42
Каменноугольная система. <i>Л. Н. Белякова, Н. В. Енокян, В. С. Енокян, К. П. Евсеев, А. А. Султанаев</i> . . . . .	56
Пермская система. <i>А. В. Македонов, Ф. И. Енцова, Р. П. Сливкова, В. Д. Тельнова, М. В. Коновалова</i> . . . . .	68
Триасовая система. <i>Ф. И. Енцова, З. И. Калантар, А. И. Сидоренков, В. С. Бочкарев, А. А. Нежданов, А. А. Жеребцов</i> . . . . .	81
Юрская система. <i>В. С. Кравец, Н. Н. Ростовцев</i> . . . . .	86
Меловая система. <i>В. С. Кравец, Н. Н. Ростовцев</i> . . . . .	92
Палеогеновая система. <i>Н. Н. Ростовцев, К. П. Евсеев</i> . . . . .	96
Четвертичная система. <i>В. К. Хлебников, Н. Г. Волкова, М. А. Крылова</i> . . . . .	97
<b>Интрузивные образования.</b> <i>Ю. Е. Молдаванцев, М. В. Фишман</i> . . . . .	112
<b>Тектоника.</b> <i>К. П. Евсеев, Ю. Е. Молдаванцев, З. Н. Тимашкова, К. Ф. Рахманов, Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев, Л. Л. Подсосова, Н. Н. Ростовцев, В. Ф. Чергинец</i> . . . . .	129
<b>Геоморфология.</b> <i>Н. Г. Чижова</i> . . . . .	148
<b>История геологического развития.</b> <i>К. П. Евсеев, З. Н. Тимашкова, Ю. Е. Молдаванцев, Н. Г. Чижова</i> . . . . .	156
<b>Заключение.</b> <i>К. П. Евсеев</i> . . . . .	163
<b>Список литературы</b> . . . . .	165

## СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- Б.— Большой (при названии)  
басс.— бассейн, -ы  
В — восток  
В.— Восточный (при названии)  
г.— город (при названии)  
г., гг.— год, -ы  
д.— деревня (при названии)  
ж.-д.— железнодорожный, -ая  
З — запад  
З.— Западный (при названии )  
зал.— залив, -ы  
кишл.— кишлак  
кл.— ключ (при названии)  
кол.— колодец, -ы (при названии)  
Лев.— Левый (при названии)  
М.— Малый (при названии)  
м.— мыс (при названии)  
м-ние, м-ния — месторождение, -я (при названии)  
обл.— область (при названии)  
оз.— озеро (при названии)  
о-в, о-ва — остров, -а (при названии)  
п-ов, п-ова — полуостров, -а (при названии)  
пос.— поселок (при названии)  
Пр.— Правый (при названии)  
прол.— пролив, -ы (при названии)  
р-н, р-ны — район, -ы (при названии)  
р.— река (при названии)  
родн.— родник (при названии)  
рч.— речка (при названии)  
руч.— ручей (при названии)  
С — север  
С.— Северный (при названии)  
СВ — северо-восток  
С.-В.— Северо-Восточный (при названии)  
СЗ — северо-запад  
С.-З.— Северо-Западный (при названии)  
с.— село, селение (при названии)  
скв.— скважина (при названии и номере)  
см.— смотрите  
Ср.— Средний (при названии)  
ур.— урочище (при названии)  
хр.— хребет, -ы (при названии)  
Ц.— Центральный (при названии)  
Ю.— Южный (при названии)  
Ю — юг  
ЮВ — юго-восток  
Ю.-В.— Юго-Восточный (при названии)  
ЮЗ — юго-запад  
Ю.-З.— Юго-Западный (при названии)

## ВВЕДЕНИЕ

Исследованный район административно входит в состав Ненецкого национального округа Архангельской области, Коми АССР, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского национальных округов Тюменской области. Географически район включает северо-запад Западно-Сибирской низменности, Полярный и отчасти Приполярный Урал, гряды Чернышева, Печорскую и Чернова, а также значительную часть Большеземельской тундры. Тектонически территория располагается на северо-восточной окраине Русской платформы, северной части Уральской складчатой области и северо-западной части Западно-Сибирской платформы.

Одни исследователи называют северо-восточную окраину Русской платформы Печорской синеклизой, другие—Печорской впадиной. В работе принято название «синеклиза» с разделением на две впадины: северную — Колво-Печорскую и южную — Ижма-Печорскую, разграниченные Печорским авлакогеном.

Уральская складчатая область, включающая полярную и северную часть Приполярного Урала (в дальнейшем для краткости именуется севером Урала) геологически подразделяется на Предуральский краевой прогиб, мио- и эвгеосинклиналь варисцид.

Отложения раннекаледонской эвгеосинклинали в настоящее время обнаруживаются только в ядрах антиклинальных структур (Ляпинской, Лемвинской, Енганэ-Пэйской, Манита-Нырдыской, Едунейской и др.).

Фундаментом Западно-Сибирской платформы на рассматриваемой территории являются эвгеосинклинальные образования Уральской складчатой области, представленные вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами, прорванные интрузиями гранитов, диабазов и других пород. Чехол Западно-Сибирской платформы, сложенный мезозойскими и кайнозойскими осадками, залегающими почти горизонтально, образует ряд структур перспективных, а на юге содержащих месторождения нефти и газа.

В орографическом отношении рассматриваемую территорию можно подразделить на три крупных региона: Горный Урал (Полярный и Приполярный), Печорская низменность и Западно-Сибирская низменность.

Полярный Урал по особенностям орографического строения разделяется на две части: южную и северную. Линией раздела служит сквозная долина рек Ельца и Соби (так называемый Собский проход). К Ю от Собского прохода Полярный Урал имеет вид относительно узкого (не более 50 км шириной) монолитного хребта, вытянутого на СВ.

К С на Полярном Урале вместо одного, ясно выраженного водораздельного хребта появляется сложный горный узел (массивы Енганэ-Пэ — Манита-Нырды — Харбейский).

Продолжением Полярного Урала на юге является часть Уральско-го хребта, известная под названием Приполярного Урала. Он состоит из двух параллельных хребтов — Народно-Итгинского (со средними абс. отметками 1300—1400 м) и Исследовательского с самой высокой вершиной Урала горой Народной (1894 м). Западнее, параллельно друг



другу, расположено еще пять массивов с хорошо выраженными гребнями: Обезз (1107 м), З. Саледы (1297 м), В. Саледы (1368 м), Малды (1597 м) и Санаиз (1503 м). Они разделены широкими продольными долинами рек. Характерной чертой рельефа Приполярного Урала является сложное сочетание альпийских форм с элементами плоских и выравненных водоразделов и большая глубина расчленения.

Печорская низменность, обрамляющая Полярный Урал с З, отличается равнинностью и небольшими (180—200 м) абсолютными отметками. Лишь отдельные гряды и увалы достигают 230—250 м абсолютной высоты (гряда Чернышева, Конко-Мыльк-Мусюр и др.). Несмотря на такую малую контрастность рельефа, орография приуральской части Печорской низменности довольно сложна. С В на З выделяются следующие основные элементы рельефа, вытянутые параллельно друг другу:

1. Предгорная увалистая равнина, сливающаяся на севере с южными склонами Пайхоя, а на юге с грядой Чернышева, характеризуется наличием широких мягкоочерченных увалов (Хановой-Мусюр—267 м, Усва-Мусюр—276 м и другие).

2. Усинская депрессия, для которой характерен равнинный, почти плоский рельеф с отметками 80—100 м.

3. Конко-Мыльк-Мусюр и Кочмес-Лемвинские увалы высотой 180—200 м, отделенные друг от друга поперечным участком долины р. Усы.

4. Косью-Роговская депрессия — одна из самых крупных элементов рельефа З. Приуралья. Здесь абсолютные отметки колеблются от 40 до 150 м. Осевая наиболее пониженная часть ее характеризуется плоским, местами грядово-бугристым рельефом.

5. Гряда Чернышева, представляющая собой широкую (30—70 км), невысокую (до 211 м) гряду, равномерно расчлененную многочисленными притоками рр. Уса, Косью, М. Роговая и Б. Роговая, Адзьва. Водораздельная часть гряды представляет обширное пологоизогнутое плато, покрытое карстовыми воронками.

Западно-Сибирская низменность обрамляет Полярный Урал с В. Орографически она представляет собой плоскую, местами слегка увалистую равнину, относительные высоты которой колеблются в среднем от 50 до 200 м. Наибольшие отметки (150—200 м) приурочены к относительно приподнятым водораздельным участкам, известным под названием «материков». Среди последних гора Мужиз достигает максимальной высоты 293 м. Чередование материков и разделяющих их впадин — наиболее характерная особенность орографии низменности.

Геологические исследования до 1960 г. здесь не рассматриваются, так как достаточно подробные сведения о них читатель может найти в литературе [23, 25].

Начиная с 1959 г. на наиболее перспективных площадях севера Урала начата планомерная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 и почти вся горная часть Урала ею сейчас покрыта, однако многие планшеты геологических карт не увязаны между собой, что затрудняет их использование.

Начиная с 1960 г. составлены и изданы литолого-палеогеографические карты Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1961 г.), карта четвертичных отложений СССР масштаба 1 : 2 500 000, унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (1961 г., 1968 г.), разработаны принципы составления металлогенических карт для Урала и другие работы.

С 1957 г. планомерные систематические исследования осадочного чехла Западно-Сибирской платформы и прилегающих участков склонов Урала проводятся геологической службой ТГУ (М. А. Дрознес, Ю. Ф. Захаров, М. П. Коркин, Б. Ф. Костюк, В. А. Нефедов, Ю. В. Задонский, М. П. Мезенцев и др.), а в прилегающих районах восточного

склона Урала выполняет геологическую съемку масштаба 1:200 000 УГУ (В. А. Лидер, П. П. Генералов, Л. Е. Стороженко, Ю. В. Лобанов и др.).

Работники Салехардской экспедиции ВНИГРИ под руководством Н. Г. Чочиа изучили и уточнили вопросы геологического строения, перспектив нефтегазоносности территории в пределах листа Q-40, 41 и прилегающих районов.

Продолжают свои исследования по стратиграфии, геологии и геоморфологии описываемой территории геологи ВСЕГЕИ—Ф. А. Алявдин, И. И. Краснов, Р. Б. Крапивнер, Т. М. Ендовина. Стратиграфическую схему четвертичных отложений, основанную на синхронизации оледенений и морских трансгрессий, предложил Г. И. Лазуков [75].

В последние годы изучалась роль новейших тектонических движений в формировании рельефа (В. А. Афанасьев, Н. Г. Чинова, Н. Г. Чочиа, И. Л. Кузин, Ю. Н. Кулаков, М. Т. Кирюшина и др.) и рыхлых отложений с целью палеогеографических реконструкций неоген-четвертичного времени (Н. Г. Чочиа, А. И. Попов, Б. Л. Афанасьев, В. И. Белкин, И. Д. Данилов, Г. И. Лазуков, В. С. Зархидзе, Е. П. Заррина, Р. Б. Крапивнер, Ю. Ф. Захаров, Н. Н. Милюкова, Н. Г. Чинова и др.).

В 1960 г. стратиграфическое совещание в Новосибирске разработало и утвердило унифицированную и корреляционную стратиграфические схемы мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности.

В настоящее время для подготовки Похромского газового месторождения к промышленной эксплуатации на одноименном локальном поднятии газопромислое управление «Иgrimгаз» бурит скважины. Геологи треста Тюменьгеологоразведка (Б. Ф. Костюк, Ю. В. Затонский, Н. В. Мизинов, Б. В. Котельников, М. П. Мезенцев, М. П. Коркин, В. А. Нефедов и др.) ведут геологосъемочные работы на восточном склоне Урала, где промышленно разведется Северо-Сосьвинское месторождение углей, осуществляются поиски месторождений рудных полезных ископаемых, строительных материалов и в связи с предполагаемым строительством Нижне-Обской гидроэлектростанции проводятся инженерно-геологические изыскания. Итоги по изучению описываемого района были учтены при составлении стратиграфических схем (унифицированной и корреляционной), мезозойских и кайнозойских отложений 3. Сибири, рассмотренных и принятых стратиграфическим совещанием в Тюмени (1967 г.).

В последние годы появились работы, посвященные проблемам и оценке перспектив нефтегазоносности Тимано-Печорской провинции, сопровождающиеся палеогеографическими и тектоническими картами, построенными на большом количестве буровых и геофизических материалов [А. Я. Кремс, А. В. Иванов, О. А. Солнцев, З. И. Цзю, Т. И. Кушнарева, Л. И. Филиппова, М. В. Коновалова, Ф. И. Енцова, И. Л. Калантар и др. (УТГУ); В. А. Авров с коллективом, С. М. Домрачев с коллективом и К. Ф. Рахманов с коллективом (ВНИГРИ)]. Изучением нефтеносности северо-запада Западно-Сибирской платформы плодотворно занимается большой коллектив геологов под руководством Н. Н. Ростовцева (ЗапСибНИГНИ).

В 1965 г. при участии коллектива геологов ВКГРЭ, ВСЕГЕИ и других организаций вышел 3-ий том монографии «Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР», посвященный Печорскому угольному бассейну.

В течение нескольких лет на рассматриваемой территории трудится коллектив геологов Горно-Геологического института Коми филиала АН СССР.

В Сыктывкаре проводились геологические республиканские конференции, на которых подводились итоги геологической изученности

рассматриваемой здесь территории (1942, 1944, 1948, 1954, 1959, 1964, 1969, 1974 гг.).

При составлении данной работы использованы прежде всего материалы Государственной геологической карты СССР среднего масштаба, а также материалы съемки крупного масштаба, унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, опубликованные в 1968 г., результаты личных исследований авторов.

## СТРАТИГРАФИЯ

Впервые более или менее стройную стратиграфическую схему доордовикских толщ для Ляпинского антиклинория предложил К. А. Львов [79]. По этой схеме снизу вверх выделяются следующие свиты: шатмагинская (верхний протерозой), ошизская, пуйвинская, щекуринская, хобеинская и маньинская (нижний — средний кембрий).

В последние годы в результате детального геологического картирования и тематических исследований геологами УТГУ, ГТТУ и ВСЕГЕИ была разработана несколько иная стратиграфическая схема (снизу вверх): няртинская, щекуринская и пуйвинская свиты (верхи верхнего протерозоя), хобеинская и мороинская свиты (верхний протерозой или кембрий), саблегорская и лаптоайская свиты и их аналоги (кембрий).

Для доордовикских толщ юго-западной части Харбейского антиклинория (в пределах листа) принята стратиграфическая схема С. Г. Караченцева, Ю. Е. Молдаванцева, А. С. Перфильева [59]. Однако один из авторов настоящей работы Л. П. Подсосова придерживается иной точки зрения, согласно которой разрез доордовикских образований Харбейского антиклинория представляется следующим (снизу вверх): ханмейхойская, лаптаюганская, париквасьшорская, няровейская и немурюганская свиты [135].

### ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Отложения этого возраста широко развиты в Ляпинском р-не (няртинская, щекуринская и пуйвинская свиты), на значительно меньшей площади в Няровейском р-не (лонготюганская серия) (рис. 1).

*Няртинская свита* ( $PR_3^3 nr$ ) объединяет сложный комплекс высокометаморфизованных пород. Свита подразделяется на две части: нижняя представлена биотитовыми и двуслюдяными альбитовыми, реже олигоклазовыми гнейсами и слюдяными кварцитами, а также амфиболовыми и кварцево-слюдяными сланцами с гранатом. Резко подчиненное значение имеют амфиболиты, переслаивающиеся с амфиболовыми и кварцево-слюдяными сланцами (прослой от 1—2 до 10 м) и доломитизированные слюдяные мраморы, образующие линзы мощностью от 2 до 20 м. Переход к верхней части свиты постепенный. Она состоит из лейкократовых мусковитовых и альбитовых гнейсов, замещающихся по простиранию слюдяными полевошпатовыми кварцитами с прослоями слюдяных хлорито-альбито-кварцевых сланцев. Переходы между гнейсами и кварцитами обычно постепенные. В районе хр. Хоте-Из в разрезе преобладают слюдяные полевошпатовые кварциты белого, светло-серого и светло-розоватого цвета; подчиненное значение имеют зеленовато-серые хлорито-альбито-кварцевые сланцы. Мощность свиты более 2500 м. Возраст свиты определяется залеганием ее под щекуринской свитой с водорослями позднепротерозойского облика. Верхняя граница свиты проводится по смене лейкократовых мусковитовых альбитовых гнейсов

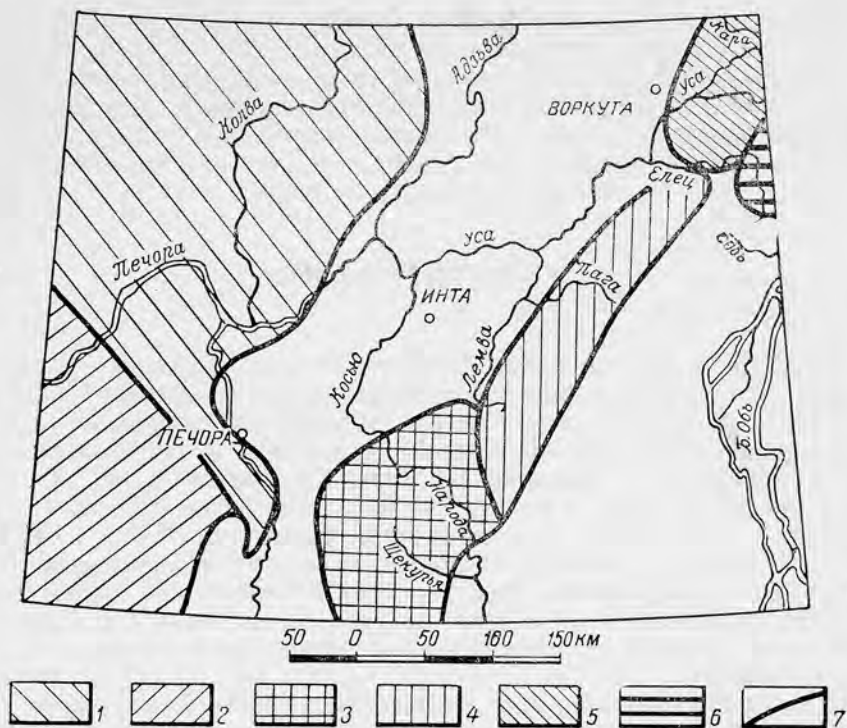


Рис. 1. Схема расположения фациальных районов в доордовике. Составил К. П. Евсеев.

1 — Колво-Печорский р-н; 2 — Ижма-Печорский р-н; 3 — Ляпинский р-н; 4 — Лемвинско-Пагинский р-н; 5 — Усно-Карский р-н; 6 — Няровейский р-н; 7 — границы фациальных районов.

и слюдяных полевошпатовых кварцитов зеленовато-серыми гранато-слюдяно-кварцевыми карбонатными сланцами с линзами мраморов, относящимися к вышележащей щекурьинской свите.

*Щекурьинская свита* ( $PR_3^3\delta c$ ) наиболее полно обнажена на крыльях Хобеизской антиклинали. Лучшие разрезы наблюдаются по рр. Кожим, Хобею, Маньхобею и руч. Игшор, Игнатийшор, Панечашор. Свита представлена светло-серыми слюдястыми мраморами, зеленовато-серыми известковистыми альбито-кварцево-хлоритовыми сланцами с гранатом, прослоями и линзами слюдястых гравелитов, конгломератов с карбонатным цементом и полевошпатовых кварцитов.

Низы свиты в большинстве разрезов представлены зеленовато-серыми известковистыми альбито-кварцевыми слюдяными сланцами с гранатом, которые на р. Маньхобею и горе Хасаварка (верховья р. Кожим) замещаются зеленовато-серыми и темно-зелеными эпидото-альбито-кварцевыми сланцами с амфиболом и биотитом, представляющими собой, по-видимому, метаморфизованные вулканиты основного состава.

Верхи свиты, составляющие не более трети ее мощности, сложены переслаивающимися слюдястыми полевошпатовыми кварцитами и мраморами, белыми и розовыми мусковитовыми альбитовыми гнейсами, хлорито-биотито-кварцевыми сланцами. С юга на север возрастает количество кварцитовых линз и прослоев, уменьшается насыщенность толщи породами карбонатного состава. Горизонт мраморов, непрерывно прослеживаемый от р. Маньи до р. Народа, севернее последней выклинивается, мраморы образуют здесь невыдержанные линзы и мало-

мощные прослои, преимущественно в верхней части свиты. Мощность свиты 600—700 м.

Из мраморов щекурьинской свиты на правобережье р. Народа, выше устья руч. Мраморного, и на ее притоках руч. Панечашор и р. Хальмерью А. Г. Вологдин определил остатки трубчатых водорослей *Nelcanella* и новый вид водоросли *Murandavia magna Vologdin*, сходные с водорослями мурандавской свиты М. Хингана и гонамской свиты Аяно-Майского р-на. По его заключению, возраст щекурьинской свиты — верхи среднего, возможно, низы верхнего протерозоя [17].

Верхняя граница свиты проводится по резкой смене кварцитов, гнейсов и мраморов щекурьинской свиты монотонной толщей сланцев пуйвинской свиты. Непосредственный контакт свит наблюдается в обнажениях по рр. Кожим, Хобею и притокам р. Народа.

*Пуйвинская свита* ( $PR_3^3pv$ ) представлена темно-серыми, серебристо-серыми, зеленовато-серыми филлитовидными, кварцево-сланцевыми, аповулканогенными и известковистыми сланцами.

На западном крыле Хобеизской антиклинали свита подразделяется на три части.

Нижняя (хасаваркинская) толща (700—800 м) наиболее полно обнажена по притокам рр. Хасаварка и Кожим, по руч. Николайшор и Игшор, по притокам рр. Хобею и Народа. Сложена темно-серыми и зеленовато-серыми мусковитовыми и биотитовыми альбито-кварцевыми сланцами с пачками серых мелкозернистых (алевритистых) слюдистых песчаников, тяготеющих к верхам разреза.

Средняя (сураизская) толща (600—700 м), обнажающаяся по руч. Николайшор, Игшор и по р. Осею, руч. Панечашор и Листапендишор и на горе Сура-Из, отличается пестрым литологическим составом и фациальной изменчивостью. Однако во всех разрезах для нее характерно присутствие зеленых аповулканогенных альбит-эпидот-актинолитовых сланцев или слабо метаморфизованных эффузивов основного и среднего состава, а также известковистых сланцев.

Верхняя (пелингичейская) толща (400—500 м) обнажается по р. Пелингичей и ее притокам, по притокам рек Кузьпуаю и Лапчавож, по р. Варьяноалея. Она представлена темно-серыми филлитовидными и графитистыми сланцами, серебристо-серыми кварцево-сланцевыми сланцами с редкими пластами (1—2 м) диабазовых порфиритов. В экзоконтакте Народинского массива в сланцах появляется гранат, андалузит, дистен. Угlistое вещество графитизировано.

Общая мощность пуйвинской свиты 1800—200 м. Возраст свиты устанавливается по ее залеганию на содержащих остатки верхнепротерозойских водорослей отложениях щекурьинской свиты. Характер верхней границы пуйвинской свиты не совсем ясен. На отдельных участках (водораздел рр. Лапчавож и Кузьпуаю, правый приток руч. Еркусей и др.) создается впечатление постепенного перехода от сланцев пуйвинской свиты к вышележащей хобеинской свите благодаря появлению среди сланцев маломощных (5—20 см) прослоев кварцитов. В других местах (руч. Южный) в основании хобеинской свиты отмечается стратиграфическое несогласие.

*Лонготюганская серия* ( $PR_3^3lj$ ) развита в Харбейском антиклинории, слагая нижнюю часть разреза. Она подразделяется на две свиты (снизу вверх): немурюганскую и няровейскую. Однако в пределах рассматриваемого листа она представлена только няровейской свитой. Внизу эта свита сложена кварц-альбит-хлорит-серицитовыми сланцами с пачками метаморфизованных эффузивов основного, реже кислого состава. Вверху — метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами, которые обычно очень сильно гранитизированы и включают многочисленные тела гранито-гнейсов. В их составе различаются серовато-зеленые кварц-альбит-серицит-хлоритовые сланцы, часто полосчатые,

переслаивающиеся с зелеными и ярко-зелеными эпидот-хлорит-актинолитовыми (с плагиоклазом) сланцами и порфиритоидами. Разрез свиты заканчивается серыми и темно-серыми, до черных, сланцами с линзами темных сливных кварцитов. Сланцы часто содержат чешуйчатый графит. Мощность свиты 2500—3000 м.

Приведенный разрез няровейской свиты характерен для бассейнов верховьев р. Сось и р. Лонготюган. В бассейне верховьев р. Харбей состав няровейской свиты несколько меняется. В низах свиты резко увеличивается количество зеленых сланцев (по вулканитам основного состава), появляются туфобрекчии, а также метаморфизованные кварцевые порфиры, их туфы и фельзиты. К верхам свиты резко увеличивается количество вулканогенных образований, а осадочные породы очень сильно обогащены хлоритом и иногда актинолитом, по-видимому, за счет обилия туфогенных примесей. Графитосодержащие сланцы в басс. р. Харбей по-существу представлены зелеными вулканогенными сланцами с отдельными прослоями и линзами черных графитосодержащих сланцев. К Ю от р. Сось в няровейской свите также увеличивается количество вулканогенных образований. Возраст лонготюганской серии условно принимается за верхнепротерозойский и серия сопоставляется с няртинской, щекурьинской и пуйвинской свитами Ляпинского р-на.

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ ИЛИ КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Верхнепротерозойские (или кембрийские) образования известны на Урале, где они развиты в четырех районах: Ляпинском (хобеинская и мороинская свиты), Усино-Карском (енганэ-пэйская свита) и Няровейском (собская свита), а также в Ижма-Печорской впадине в скв. Кипиево-1 (см. рис. 1).

*Хобеинская свита* ( $PR_3 : \epsilon hb$ ) развита в Ляпинском р-не. Она вскрывается в бассейнах рр. Поню, Пелингичей, Вангыр, Б. Паток; по левобережью р. Торговой и слагает хребты Лапчаиз, Педыиз и др. Свита представлена белыми и светло-серыми кварцитами и желтовато-серыми мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками, зеленовато-серыми, буроватыми с поверхности хлорит-альбит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами («полосатиками»). В некоторых местах (р. Б. Каталамбию, хребты Лапчаиз и Педыиз) в свите наблюдаются линзы конгломератов (иногда базальные) с галькой кварца, белых и розовых кварцитов и хлорит-серицит-кварцевых сланцев.

В западных разрезах свита подразделяется на две части: нижняя состоит из белых массивных кварцитов, в верхней они образуют линзы и невыдержанные прослои среди хлорит-серицит-кварцевых полосчатых сланцев. В целом же для свиты характерно уменьшение количества прослоев кварцитов снизу вверх. Мощность свиты 700—1000 м.

Возраст хобеинской свиты, как и для содержащей фитоциты мороинской свиты, принят условно за верхнепротерозойский или кембрийский. Верхняя граница хобеинской свиты проводится по исчезновению прослоев кварцитов мощностью более 1 м и появлению выдержанных прослоев и крупных линз доломитов и мраморов.

*Мороинская свита* ( $PR_3 : \epsilon mr$ ) развита в Ляпинском р-не, и здесь она выделена из состава маньинской свиты как нижняя, осадочно-вулканогенная ее часть. Состав свиты изменяется в широких пределах. На севере района по рр. Б. Каталамбию, Пелингичей, Лапчавож свита представлена филлитовидными, серицит-хлорит-кварцевыми и зелеными сланцами с прослоями и линзами доломитов и мраморов и с мало-мощными покровами метадиабазов, порфиритов и кварцевых порфиров.

На юго-западе Ляпинского р-на по рекам Манарага и Косью мороинская свита отчетливо подразделяется на две подсвиты. Нижняя со-

держит филлитовидные сланцы с линзами и прослоями мраморов и кварцитов. Верхняя представлена темно-серыми, почти черными пелитовыми, алевроитовыми и углистыми сланцами с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников (к В наблюдается постепенное уменьшение мощности верхней подсвиты). В басс. р. Пелингичей (верховья руч. Еркусей), она, по-видимому, полностью размыта. Конгломераты, находящиеся в основании вышележащей саблегорской свиты, ложатся непосредственно на доломиты низов мороинской свиты.

В юго-западной части Ляпинского р-на (рр. Лорцемпея, Б. Паток, Троговая) и на востоке басс. р. Сертыньи в мороинской свите, наряду с филлитовидными сланцами, присутствуют андезитовые и базальтовые порфириды, их туфы, туфопесчаники и туфосланцы. Изредка встречаются линзы и прослои карбонатных пород. В этих районах туфогенная толща связана с вышележащей толщей вулканитов основного состава (саблегорская свита), вследствие чего некоторые исследователи включают последнюю в состав мороинской свиты, а саблегорскую свиту начинают лишь с толщи эффузивов кислого состава (см. выше).

В районе р. Вангыр мороинской свите соответствует толща пелитоморфных туфогенных сланцев с пластовыми телами основных эффузивов и линзами карбонатных пород в нижней части разреза. К верховьям р. Вангыр (восточнее) пелитоморфные туфогенные зеленые сланцы замещаются серыми и темно-серыми сланцами с многочисленными линзами доломитов. Мощность свиты 1200—1500 м.

В линзах доломитов из обнажения в верховьях р. Б. Каталамбю А. Г. Вологдин определил *Urcyathus artus* Vologdin, *Ajacicyathus* sp. и др. З. А. Журавлева дополнительно определила катаграфии *Vesicularites bothrydioformis* Краснор., *V. concretus* Z. Zhur., *V. porrectus* Z. Zhur., *Nubecularites abustus* Z. Zhur., характерные для юдомского комплекса Сибири. Из этого же пункта и верховьев руч. Еркусей В. Е. Забродин определил *Osagia milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., характерные, по его мнению, для верхов рифея (верхнемильярских слоев) и низов венда.

Из верховий руч. Еркусей Н. С. Крылов определил *Osagia corticosa* Nag., *O. grandis* Z. Zhur., *O. frislandica* Milst.; а из р. Каталамбю (приток р. Кожим) — *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *O. frislandica* Milst., *O. torta* Milst., *Vesicularites* (?) *concretus* Z. Zhur., определяющие возраст в пределах верхнего рифея—венда.

Из брекчированных доломитов, залегающих непосредственно под конгломератами саблегорской свиты (верховья руч. Еркусей), известны формы, близкие к *Vesicularites lobatus* Reittl., свидетельствующие о вендском возрасте этой части разреза. В верховьях р. Вангыр в известняках и доломитах мороинской свиты Я. Р. Пахло обнаружил катаграфии *Ambigalamellata pilae* Z. Zhur., *Volvatella crassa* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., характерные для юдомского комплекса Сибири и укской свиты Ю. Урала. В аналогичных породах в других пунктах он обнаружил онколиты, широко развитые в среднерифейских отложениях Сибири и Таймыра (*Osagia argillosa* Milst., *O. columnata* Reittl., *O. tenuilamellosa* Reittl. и др.). Не исключено, однако, что доломиты со среднерифейскими фитолитами занимают более низкое положение в разрезе и отвечают средней части пуйвинской свиты.

Таким образом, мороинскую свиту мы относим к венду на основании преобладания в ее разрезах катаграфий вендского возраста.

Верхняя граница мороинской свиты проводится по замещению осадочных пород вулканогенными, относящимися к вышележащей саблегорской свите.

*Енганэ-пэйская свита* (PR<sub>3</sub>:Є<sub>1</sub>) развита в Усино-Карском р-не на хребтах Енганэ-Пэ, Манита-Нырды и Б. Пайпудынском. Свита впер-



вые выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1942 г. Она сложена глинистыми и алевроито-глинистыми филлитовидными сланцами, мелкозернистыми песчаниками и кварцитами. В верхней части в подчиненном количестве встречаются туфы, плагиоклазовые порфириды, кремнистые сланцы и известняки.

Нижняя граница свиты не известна, верхняя граница очень четкая и проводится по горизонту туфолов и туфоконгломератов бедамельской свиты.

По литологическому составу свита разделяется на три толщи (снизу вверх): сланцевая толща (250—300 м), алевроито-песчаниковая (250 м), вулканогенно-осадочная (150 м). Общая мощность свиты—650—700 м.

На северном окончании хр. Б. Пайпудынский вскрывается только верхняя толща энганэ-пэйской свиты, в линзах известняков которой В. И. Краснокутский нашел катаграфии *Vesicularites lobatus* Reith., *V. bothrydioformis* Краснопор., *V. concretus* Zhur., *Vermiculites irregularia* Reith. (определения З. А. Журавлевой). Этот комплекс катаграфий характерен для вендских отложений (укская свита).

Микрофитоциты из линз известняков с южного склона Энганэ-Пэ из-за плохой сохранности оказались неопределимыми. Здесь же М. А. Масловым и А. С. Микляевым собраны радиолярии *Liosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Thacosphaera* sp., *Rhadosphaera* sp. По заключению Б. М. Садрисламова, аналогичный комплекс радиолярий известен из венда и В. Казахстана, Ю. Урала. Энганэ-пэйская свита может быть сопоставлена с мороинской и верхами хобеннской свит Приполярного Урала.

*Собская свита* (PR<sup>3</sup>:Esb) является нижней толщей ханмейской серии. В наименее метаморфизованном виде свита развита по притокам рек Сось и Ланготюган. В этих местах, по данным С. Г. Караченцева и др. [59], свита сложена серыми и зеленовато-серыми метаморфизованными песчаниками кварц-полевошпатового состава, часто превращенными в серицит-кварц-полевошпатовые сланцы. Песчаники переслаиваются с алевролитами, сланцами, порфиритоидами и метаморфизованными альбитофирами (?). Вулканогенные породы преобладают в низах разреза. В других местах района в результате метаморфизма породы свиты превращены в слюдяные полимиктовые кварциты, гнейсы и альбитовые амфиболиты, часто с гранатом. Мощность свиты 100—500 м. Собская свита, по-видимому, везде согласно залегает на графит-содержащих сланцах верхов няровейской свиты и согласно перекрывается ханмейхойской свитой.

Слюдяные сланцы скв. Кипиево-1 слагают фундамент Ижма-Печорской впадины. Они вскрыты в пределах рассматриваемой площади лишь одной скважиной. Представлены темно-серыми и белесовато-серыми тонкосланцеватыми мусковит-биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами. В составе тяжелой фракции преобладает оливин, турмалин и пирит, встречается циркон, пирротин, гематит, лейкоксен, апатит, малахит и актинолит. Выход тяжелой фракции незначительный. Сланцы сплюснуты, сильно перемяты и с угловым несогласием перекрываются песчаниками верхнего девона. Вскрытая мощность—95 м. Сланцы условно сопоставляются нами с мороинской свитой вендского возраста Ляпинского р-на.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

К кембрию относится комплекс вулканогенных пород основного и кислого состава, слагающий значительные площади на Полярном и Приполярном Урале, отличающийся слабой степенью метаморфиз-

ма и сравнительно простыми складчатыми деформациями. На западном склоне Приполярного Урала вулканогенные отложения выделены из состава маньинской свиты под названием саблегорской свиты, которая развита в Ляпинском р-не. В Усино-Карском р-не кембрий представлен бедамельской свитой, в Лемвинско-Пагинском — кокпельской, а в Няровейском — ханмейхойской (см. рис. 1).

*Саблегорская свита (Esb)* широко развита на правом берегу р. Торговой, хр. Сабля, Малды-Нырды и Юас-Нырды. Повсеместно для нее установлено трехчленное деление. Нижняя толща представлена плагиоклазовыми, андезитовыми и базальтовыми порфиридами и их более метаморфизованными разновидностями — порфиритоидами и зелеными сланцами. В разрезах хр. Малды-Нырды присутствует значительное количество осадочных пород — кварц-хлорит-серицитовых сланцев, переслаивающихся с вулканитами. На правом берегу р. Торговой прослойки сланцев тяготеют к верхам толщи.

В басс. р. Кожим (руч. Лапчавож и Еркусей) в основании толщи обнаружен маломощный горизонт конгломератов с галькой подстилающих пород (кварцитов, сланцев, метадиабазов, порфиритов). В верховьях руч. Еркусей, непосредственно в обнажении, видно залегание конгломератов на доломитах нижней толщи мороинской свиты, в которых были обнаружены вендские катаграфии. Линзы конгломератов также зафиксированы в нижней части вулканогенной толщи в басс. р. Б. Пакток. Мощность конгломератов не более 10 м.

Средняя толща саблегорской свиты представлена сложным полифациальным комплексом вулканогенных пород преимущественно кислого состава — липаритовыми порфирами, фельзитами и фельзит-порфирами, туфами, туфобрекчиями, игнимбритами.\*

Кварцевые порфиры обнаруживают черты, свойственные вулканитам, сформировавшимся в наземных условиях. Для них характерны столбчатая отдельность, широкое развитие перлитовых лав, игнимбритоподобных туфов и краснокаменные изменения. Экструзивные фации локализируются вдоль разломов меридионального и северо-восточного простирания. Здесь картируются жерла палеовулканов, строение которых подчеркивается концентрической флюидалностью и зональностью распределения разностей пород экструзивного происхождения. Среди вулканических брекчий и грубообломочных туфов картируются небольшие субинтрузивные тела, сложенные флюидалными фельзитами или полнокристаллическими гранит-порфирами, реже эруптивными брекчиями, состоящими из обломков разрушенных стенок древних жерловин, сцементированных лавой более поздних излияний. Верхняя толща, вскрытая в приводораздельных частях хребтов Юас-Нырды и Малды-Нырды и на правом берегу р. Торговой, представлена пестрым чередованием вулканогенных, туфогенных и осадочных пород. В разрезах на р. Малды-Нырды наблюдается переслаивание черных кварцево-хлоритоидных, филлитовидных и зеленых аповулканогенных сланцев, диабазовых порфиритов, туффитов, литокластических туфов смешанного состава. Среди туфов встречаются маломощные прослойки конгломератов. Общая мощность саблегорской свиты 2000—25 000 м.

Органические остатки в ней не обнаружены. Кембрийский возраст свиты устанавливается по ее залеганию выше отложений с вендскими катаграфиями под отложениями тельпосской свиты раннеордовикского возраста и подтверждается определениями возраста базальтовых порфиритов палеомагнитным методом. Вулканиты саблегорской свиты перекрываются грубообломочными образованиями тельпосской свиты, залегающими на них с угловым несогласием.

\* По данным И. А. Лучинина выделяются также более молодые субаэральные порфиры ордовикского (?) возраста.

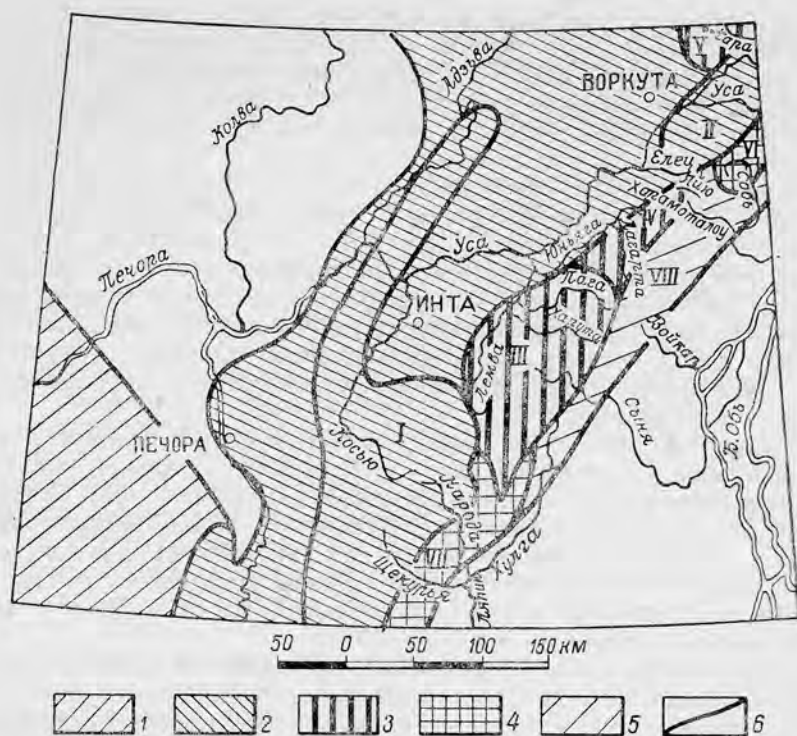


Рис. 2. Схема расположения фациальных зон, подзон и районов в ордовике. Составил К. П. Евсеев.

1 — Ижма-Печорский фациальный р-н; 2 — Елецкая фациальная зона; I — Шугоро-Кожимский р-н; II — Усинский р-н; 3 — Лемвинская фациальная зона; III — Пагинско-Харутский р-н; IV — Лагортинско-Яйюский р-н; V — Карско-Лядгейский р-н; 4 — Уфалейско-Байдарацкая фациальная подзона; VI — Собинско-Байдарацкий р-н; VII — Сосьвинско-Ляпинский р-н; 5 — Магнитогорско-Щучьинская фациальная зона; VIII — Харамтолоуско-Щучьинский р-н; 6 — границы фациальных зон, подзон, районов.

Лаптопайская свита на карте не изображена: в процессе геологосъемочных работ она не картировалась. Внимание исследователей эта свита привлекла в последнее время при проведении тематических исследований. Она была выделена Г. А. Черновым.

На западном крыле Саблинской синклинали, по В. Н. Пучкову, она представлена полимиктовыми грубообломочными терригенными породами с подчиненными прослоями туфопесчаников, с дайками и силлами (возможно и покровами) порфиритов и диабазов, по составу аналогичных эффузивам саблегорской свиты. В конгломератах лаптопайской свиты содержатся обломки всех нижележащих пород, включая доломиты с онколитами и катаграфиями мороинской свиты, а также валуны кварцевых порфиров. В верхах свиты отмечается аркозовый материал, образовавшийся за счет гранитов. Лаптопайская свита венчает разрез доордовиковских толщ Ляпинского р-на, являясь орогенной молассой доордовиковского этапа развития С. Урала. Она согласно залегает на эффузивах саблегорской свиты и, по данным В. Н. Пучкова, с резким угловым несогласием перекрывается кварцитовидными песчаниками тельпосской свиты нижнего ордовика. Мощность свиты более 700 м.

Лаптопайская свита условно относится к кембрию и сопоставляется с хойдышорской свитой, развитой в Усино-Карском р-не.

Бедамельская свита (Ebd) развита в Усино-Карском р-не, где ее выходы приурочены к хребтам Енганэ-Пэ, Манита-Нырды, Б. Пайпудынский, М. Пайпудынский и к верховьям рек М. Усы и Б. Усы и Кары. Свита выделена в 1951 г. Б. Я. Осадчевым в районе горы Константинов Камень и названа так по р. Нярма Бедамельская.

Бедамельская свита — существенно вулканогенного состава. Состоит она из базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов, фельзитов, фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и их туфов, зеленых сланцев, спилитов, туфоконгломератов, туфопесчаников, метапесчаников и метаалевролитов, кварцитопесчаников.

Нижняя граница наблюдается на хребтах Енганэ-Пэ и Манита-Нырды и проводится по горизонту туфолов и туфоконгломератов, залегающему на породах енганэ-пэйской свиты. Верхняя граница в районе не известна. На различных горизонтах бедамельской свиты с угловым и стратиграфическим перерывом залегают кварцитовидные песчаники манита-нырдской свиты (нижний ордовик).

На хр. Енганэ-Пэ и хр. Манита-Нырды по литологическим признакам бедамельская свита расчленяется на три толщи: нижнюю конгломерато-сланцевую (140—150 м), эффузивную (550—600 м), верхнюю туфогенную (200—300 м). Общая мощность свиты 900—1100 м. На севере, в верховьях р. Кары и хр. Оче-Нырды, мощность свиты увеличивается до 2200—2500 м. Нижняя граница свиты на севере не обнажается. В нижних горизонтах на северных склонах горы Борзова обнажается толща пироксеновых, плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов и порфиритоидов с подчиненным количеством зеленых сланцев, туфосланцев, туфопесчаников, кремнисто-глинистых и кремнисто-углистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность не менее 1000 м. Выше ее залегает толща, весьма близкая по составу к эффузивной толще хр. Енганэ-Пэ. В верховьях р. Кары породы этой свиты более метаморфизованы и почти нацело превращены в зеленые сланцы.

Разрез доордовикских отложений в Усино-Карском р-не заканчивается мощной толщей терригенных отложений, долгое время относившихся к ордовику (В. Я. Устинов, В. И. Охотников)\*.

Детальные работы геологов Воркутинской КГРЭ (А. Ф. Шульга, В. М. Гуменов) позволили выделить в доордовике новый этап осадконакопления. В 1969 г. А. Ф. Шульга предложил выделять эти отложения в хойдышорскую свиту. На публикуемой карте отложения хойдышорской свиты частично отнесены к ордовику, а частично включены в состав бедамельской свиты.

Наиболее полные разрезы эффузивно-терригенных отложений хойдышорской свиты описаны А. Ф. Шульгой в верховьях рек Б. Усы и М. Кары, где они представлены четырьмя толщами (снизу вверх): 1) эффузивно-сланцево-конгломератовой (1100 м); 2) сланцевой (400 м); 3) кварцито-песчаниковой (450 м); 4) песчаниковой (650 м).

Хойдышорская свита сложена фиолетово-серыми, зелеными и розовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, кварцито-песчаниками, метаалевролитами, парасланцами, туфосланцами с прослоями базальтовых порфиритов и альбитофиров.

Нижняя, вулканогенная, часть бедамельской свиты сопоставляется с саблегорской свитой Приполярного Урала. Верхняя, вулканогенно-терригенная, часть бедамельской свиты (хойдышорская свита) может сопоставляться с лаптолайской свитой Ляпинского р-на.

*Кокпельская свита* (Екр) развита в Лемвинско-Пагинском районе к Ю от него в басс. рек Хальмерью (приток р. Хулга) и Налимаю (приток р. Манья)\*\*.

\* Эти отложения Ю. Б. Евдокимов [40] выделил в изьяшорскую свиту, которая подстилает вулканогенную изьяшорскую свиту.

\*\* На карте масштаба 1:1 000 000 в настоящее время невозможно выделить из состава кокпельской свиты так называемую молуд-мусюрскую свиту, которая картируется А. И. Водолазским лишь в басс. р. Паги в результате крупномасштабной съемки. Положение ее в разрезе остается дискуссионным. Одни исследователи (К. П. Евсеев, Ю. Б. Евдокимов, В. Н. Гессе, А. И. Водолазский) считают, что молуд-мусюрская свита древнее кокпельской, а другие (А. А. и Г. Н. Савельевы, И. Б. Гранович), наоборот, помещают ее выше кокпельской.

Кокпельская свита (1000—1300 м) сложена вулканогенными породами, среди которых резко преобладают основные эффузивы, представленные диабазовыми и базальтовыми порфиритами, афиритами и их туфами. Значительно реже встречаются кварцевые и андезитовые порфириты, долериты, диабазы, спилиты и еще реже, обычно в средней, туфовой, части свиты кварцевые порфиры и другие разновидности кислых и средних эффузивов и их туфы. В подчиненном количестве в средней и в обилии в нижней части свиты встречаются туфопесчаники, туфосланцы, песчаники, линзы известняков, сланцы и другие породы.

Все породы кокпельской свиты метаморфизованы и нередко превращены в порфиритоиды, порфириоиды и зеленые сланцы, а на юге (рр. Парнокаю, М. Хайма и Б. Хайма, Грубею) и в амфиболиты.

Возраст кокпельской свиты определяется по-разному. Одни исследователи (К. Г. Войновский-Кригер и др.) считают вулканиты кокпельской свиты возрастным аналогом низов грубеинской свиты нижнего — среднего ордовика; другие (Арт. Д. Миклухо-Маклай), признавая согласное залегание грубеинской свиты нижнего — среднего ордовика на вулканогенных породах кокпельской свиты, относят ее к верхнему кембрию или даже к нижнему ордовику (?); третьи (К. П. Евсеев, В. Н. Гессе, А. И. Водолазский, Ю. Б. Евдокимов, А. А. Саранин и многие другие) признают возраст кокпельской свиты в пределах кембрия или даже отчасти верхнего протерозоя. Основанием для отнесения кокпельской вулканогенной свиты к кембрию являются следующие данные:

1. На различных горизонтах кокпельской свиты с угловым несогласием (верхушка рр. Погурей, Кокпела, Игядейюган, Тумболова и др.), залегают конгломераты и кварцитовидные песчаники погурейской свиты, содержащей в верхней своей части фауну среднего — верхнего тремадока (см. ниже описание погурейской свиты).

2. Литологическое сходство и аналогичное стратиграфическое положение с саблегорской свитой.

3. Наличие в низах свиты линз известняков (р. Кокпела), содержащих в одних случаях остатки водорослей из рода *Girvanella* (определения А. В. Хабакова), а в других — органические остатки, похожие, по заключению Р. С. Елтышевой, на древние кембрийские криноидеи.

*Ханмейхойская свита* (Ehh) приурочена к Няровейскому р-ну. Она сложена [59] преимущественно метаморфизованными вулканогенными породами основного состава. В ее основании иногда появляются конгломераты (В. Я. Устинов). Вулканогенные породы свиты обычно превращены в хлорит-актинолитовые сланцы и мелкозернистые амфиболиты, часто с порфиробластическим альбитом и гранатом.

Наиболее метаморфизованные разновидности этих пород превращены в среднезернистые олигоклазовые амфиболиты. В хлорит-актинолитовых сланцах и амфиболитах встречаются реликты офитовых, порфировых и миндалекаменных структур. Среди амфиболитов имеются пачки пара-

---

Молюд-мусюрская свита выделена В. Н. Гессе в 1959 г. по р. Молюд-Мусюр, левому притоку р. Кокпела. По его данным [27], она сложена (лучший разрез по руч. Ср. Кокпела) красными, реже (восточный склон Урала) лиловато-серыми, филлитовидными сланцами и туфосланцами, алевролитами, туфоалевролитами и туфами, а также красными песчаниками с прослоями зеленовато-серых алевролитов и отдельными мощными (4—10 м) пластинами диабазовых порфиритов. Преобладающими породами свиты являются туфосланцы, туфоалевролиты, алевритистые филлитовидные сланцы и туфы. В низах свиты роль эффузивов возрастает, появляются пласты диабазовых и базальтовых порфиритов. Нижняя граница молюд-мусюрской свиты нигде не вскрыта. Что касается верхней, то в одних случаях (руч. Ср. Кокпела) на породах молюд-мусюрской свиты с угловым несогласием залегают породы погурейской свиты нижнего ордовика. В других случаях (Гессе, Водолазский), там, где сохранилась кокпельская вулканогенная свита, последняя согласно залегают на породах молюд-мусюрской свиты с наличием переходной пачки пород в основном вулканогенно-обломочного состава. Мощность молюд-мусюрской свиты 400—1000 м.

гнейсов и кристаллических сланцев, возникших, по-видимому, за счет осадочных пород. Мощность свиты более 1000 м.

Ханмейхойская свита по положению в разрезе и составу сопоставляется (К. П. Евсеев, Ю. Е. Молдаванцев) с бедамельской свитой кембрия. Она согласно залегает на собской и согласно перекрывается харбейской свитой, развитой за пределами рассматриваемой территории.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

В пределах региона ордовикские образования выходят на поверхность лишь на Урале. В Печорской низменности они вскрыты скважинами в Ижма-Печорском р-не, где представлены седьельской и нибельской свитами.

На Урале, начиная с ордовика, резко обозначились три фациальные зоны, две из которых — Бельско-Елецкая\* и Сакмаро-Лемвинская (с двумя подзонами—Кидрясовско-Минисейской и Уфалейско-Байдарацкой) образуют миогеосинклиналь, а Магнитогорско-Щучьинская фациальная зона — эвгеосинклиналь Уральской складчатой системы (см. рис. 2).

Елецкая фациальная зона характеризуется двумя типами разреза, один характерен для Шугоро-Кожимского р-на (тельпосская, хыдейская и шугорская свиты), а другой — для Усинского р-на (манитаньрдская, малопапудинская и хантейская свиты).

Кидрясовско-Минисейская фациальная подзона включает три района: Пагинско-Харутский (погурейская, кибатинская, грубеинская, кача-мылькская и ее аналог — чигимская свита), Лагортинско-Яйюский (грубеинская и молюдшорская свиты) и Карско-Лядгейский (грубеинская, кача-мылькская и ее аналог чигимская свита). Уфалейско-Байдарацкая подзона включает два района — Сосьвинско-Ляпинский (саранхапнерская, хомасьинская и польнская свиты) и Собинско-Байдарацкий (орангская свита).

Магнитогорско-Щучьинская фациальная зона на рассматриваемой территории распространяется только на один Хараматолоуско-Щучьинский р-н (хараматолоуская свита).

В пределах Ижма-Печорской впадины и в Уральской миогеосинклинали (в обеих ее фациальных зонах — Елецкой и Лемвинской) начало ордовика ознаменовалось обширной морской трансгрессией с образованием базальных слоев, представленных грубообломочными породами. В эвгеосинклинали процесс осадконакопления, начиная с кембрия, не прерывался или почти не прерывался; здесь накапливались в основном осадочно-вулканогенные образования.

## Нижний отдел

Нижний ордовик распространен в следующих районах: Шугорско-Кожимском (тельпосская свита), Усинском (манитаньрдская свита), Пагинско-Харотском (погурейская свита), Сосьвинско-Ляпинском (саранхапнерская свита).

*Тельпосская свита* (*O<sub>1t1</sub>*) приурочена к хребтам Обезз, З. Саледы и В. Саледы, Малды-Нырды, Россомаха, Курсамбай и к северной части Исследовательского кряжа, а также к верховьям рр. Шугор, Торговая, Хартес, Щекурья и Манья, и к западным отрогам горы Сабля. Здесь

\* Для западного склона всего Урала приняты наименования Бельско-Елецкая и Сакмаро-Лемвинская фациальные зоны. Для севера Урала, включающего также территорию листа Q-40, 41, в литературе приняты наименования (соответственно) Елецкая и Лемвинская фациальные зоны.

она представлена серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми, белыми, малиновыми и фиолетовыми филлитовидными сланцами, кварцитовидными песчаниками, гравелитами и конгломератами. Следует отметить наличие резких фациальных замещений конгломератов гравелитами и песчаниками. В верхних горизонтах тельпосской свиты в бассейнах рек Балбанью и Лимбекаю Л. Т. Беляковой собраны остатки ангарелл плохой сохранности. В хр. Обеиз, Саледы, а также по реке Косью [81] и Вангыр встречены *Angarella lopatini* Assatk. и *A. uralica* sp. nov. Гwapov., которые характерны для аренига. Поскольку эти формы встречены только в верхах свиты, ее низы могут соответствовать тремадоку. Мощность тельпосской свиты 250—2000 м.

Нижняя граница свиты четкая (базальные грубообломочные слои), верхняя граница нечеткая: вверх по разрезу кварцитовидные песчаники постепенно сменяются алевролитами и сланцами вышележащей хыдейской свиты нижнего — среднего ордовика.

*Манита-нырдская свита* ( $O_{1mn}$ ) впервые была выделена М. Н. Пархановым в 1949 г. и названа по хр. Манита-Нырды. Свита распространена в Усинском р-не, в хребтах Енганэ-Пэ, Манита-Нырды и в верховьях рек Б. Уса, М. Уса и Кара. Она сложена метаморфизованными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и сланцами, розоватой, вишнево-серой, лиловой окраски и, как исключение, зеленовато-серой. Состав свиты как базальной толщи весьма изменчив.

В верхних горизонтах свиты, в северо-восточной части Енганэ-Пэ В. Н. Гессе найдены *Angarella lopatini* Assatk., *A. obrutshevi* Assatk., характерные для аренига. Возраст свиты определяется в пределах всего раннего ордовика (тремадокского и аренигского ярусов). Мощность ее 340—1400 м. Свита с резким угловым несогласием залегает на различных горизонтах бедамельской и енганэ-пэйской свит, что хорошо наблюдается в хребтах Енганэ-Пэ, Манита-Нырды, верховьях рек Б. Уса и М. Уса.

*Погурейская свита* ( $O_{1pg}$ ) выделена В. Н. Гессе в 1961 г. и названа по р. Погурей, правому притоку р. Пага. К. П. Евсеев делит ее на две толщи (снизу вверх): воровожскую, представленную конгломератами, гравелитами и песчаниками, и пагатинскую, сложенную песчаниками, алевролитами и известняками.

В верховьях рек Пага, Кокпела, Чигимхарута, Харута, Воровож, Грубею, Пальникью, Лемва и Кожим свита представлена гравелитами, грубозернистыми песчаниками с пластами и линзами конгломератов, глауконитовыми песчаниками с прослоями известняков, алевролитами, иногда песчанистыми, алевритистыми сланцами, ортосланцами, порфиритоидами, хлорито-глинистыми и филлитовидными сланцами. В свите известна фауна: *Archaeorthis christiana* Kier, *Apheorthis vicina* Walcott, *Plectotrophia* (?) *alata* Walcott, *Alimbella pagensis* Andr., *Tritoeonia lermontovae* Lessn., *Syphonotreta uralensis* Lerm., *Niobe laeviceps* Daln., *Nealdanaspis sibiricus* Las. (in lit), *Symphysurus* aff. *angustus* Sars, *Trinodus* cf. *sidenbladhi* Linnars. и др.

Возраст погурейской свиты тремадок — арениг, мощность 300—750 м. Свита с резким угловым несогласием залегает на молюд-мусюрской и кокпельской свитах и согласно перекрывается кибатинской свитой.

*Саранхапнерскую свиту* ( $O_{1sr}$ ) выделил К. А. Львов в 1948 г. [79] и назвал по горе Саранхапнер. Она распространена в басс. рек Тынагота, Народа, Щекурья и Хартес, где сложена в основном аркозовыми кварцитовидными песчаниками, местами метаморфизованными до гнейсов. В меньшем количестве встречаются конгломераты, гравелиты, филлитовидные и зеленые сланцы.

В свите никаких органических остатков не встречено. Возраст ее определяется на основании сходства по составу и положению в разре-

зе (является базальной толщей) с раннеордовикской тельпосской свитой, охарактеризованной остатками ангарелл. Мощность свиты 500—1500 м.

Свита залегает с угловым несогласием на няртинской, мороинской и других метаморфических толщах (р. Няртаю, гора Пон-Из и др.) и согласно перекрывается (р. Хартес) отложениями хомасьинской свиты.

### Нижний — средний отделы

Нерасчлененные образования нижнего — среднего отделов ордовика широко распространены на севере Урала. Они известны во всех фациальных зонах и представлены следующими свитами: хыдейской (Щугорско-Кожимский р-н), малопайпудынской (Усинский р-н), кибатинской (Пагинско-Харотский р-н), грубеинской (Пагинско-Харотский, Лагортинско-Яйюский и Лядгейский р-ны), хомасьинской (Сосьвинско-Ляпинский р-н), орангской (Собинско-Байдарацкий р-н) и хараматолоуской (Хараматолоуско-Щучьинский р-н).

*Хыдейская свита* ( $O_{1-2}hd$ ) известна в хребтах Обезиз, З. Саледы и В. Саледы, Малды-Нырды, Россомаха и Курсанбай, а также в верховьях рек Хартес и Щекурья и западных отрогах Исследовательского кряжа. Она представлена внизу толщей серых, серовато-зеленых, кварцитовидных песчаников, чередующихся с темно-красными (лиловыми), серовато-зелеными и зелеными, иногда полосчатыми кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, вверху толщей светло-серых известково-кварцевых сланцев и известковистых песчаников с прослоями буровато-серых и серых известняков [81].

В нижней толще хыдейской свиты В. В. Маркин [81] указывает на присутствие *Angarella* ex gr. *workutensis* A n d r., а в верхней — *Angarella* ex gr. *lopatini* A s s a t k., *A. mirabilis* A s s a t k., *Dianulites* cf. *petropolitanus* D y b. Возраст свиты — верхи раннего — низы среднего ордовика. Мощность свиты 750—800 м.

Нижняя граница свиты проводится по значительному появлению в верхах кварцитовидных песчаников тельпосской свиты различных сланцев. Верхняя ее граница различными исследователями понимается по-разному. Одни из них (А. Д. Миклухо-Маклай, Л. Т. Белякова) проводят ее по первому появлению в сланцах прослоев известняков. Другие (К. А. Львов, В. В. Маркин, К. П. Евсеев и др.) считают, что сланцы с маломощными прослоями известняков принадлежат еще к хыдейской свите, и границу со щугорской свитой следует проводить по подошве первых мощных слоев известняков.

*Малопайпудынская свита* ( $O_{1-2}tp$ ), выделенная М. Е. Раабен [104] и названная по хр. М. Пайпудынский, развита в хребтах Нияхой, М. Пайпудынский, Падьягамусюр, а также в долине р. Б. Пайпудына. Некоторые исследователи [39] выходы этих пород относят к хыдейской свите, однако большинство геологов [27] — к малопайпудынской, в связи с преобладанием в ней песчаников. Свита сложена темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми, редко белыми тонкоплитчатыми кварцитовидными песчаниками, переслаивающимися с зелеными и серыми алевритистыми и филлитовидными сланцами. Вверх по разрезу песчаники и алевролиты обогащаются карбонатом. В основании пачки зеленых филлитовидных сланцев изредка содержатся прослои основных эффузивов.

Органические остатки в свите не обнаружены, и ее возраст определяется на основании стратиграфического положения между фаунистически охарактеризованными манита-нырдской свитой раннего ордовика и хантейской свитой верхов среднего — позднего ордовика. Мощность свиты 200—800 м.



Нижняя и верхняя границы свиты условны; они определяются: первая появлением среди песчаников манита-нырдской свиты сланцев и алевролитов, вторая — появлением среди алевролитов и сланцев ее верхних горизонтов известняков хантейской свиты.

*Кибатинская свита* ( $O_{1-2kb}$ ) выделена К. П. Евсеевым в 1956 г. и названа по оз. Кибаты, расположенному на левом берегу р. Пага. Затем А. И. Водолазский описал ее просто как карбонатную толщу верхов нижнего — среднего ордовика, не называя ее кибатинской свитой.

Свита представлена серыми или зеленовато-серыми (от присутствия глауконита) доломитизированными, иногда глинистыми петельчатыми известняками в средней части с пачкой переслаивающихся зеленовато-серых глауконитовых песчаников, алевролитов и сланцев. На р. Покойницашор и водоразделе рек Покойница и З. Погурей, по данным А. И. Водолазского, свита обогащается прослоями темно-серых, зеленовато-серых и лиловых алевролитистых и глинистых сланцев, приближаясь по составу к своему возрастному аналогу — грубеинской свите раннего — среднего ордовика, располагающейся на востоке Кидрясовско-Минисейской фациальной подзоны.

К. П. Евсеев признавал возраст свиты среднеордовикским на основании согласного ее залегания на фаунистически доказанных отложениях пагатинской толщи (средний — верхний тремадок). А. И. Водолазский обнаружил в кибатинской свите трилобиты и брахиоподы, среди которых А. В. Бурский определил: *Plaesiomys* sp., *Ampyx* sp., *Gragnostus forficula* S a g s., *Shumardia pusilla* S a g s., позволяющие несколько уточнить ее возраст и считать его верхами раннего — среднего ордовика. Мощность свиты — 100 м. Свита, по-видимому, с перерывом перекрывается углисто-кремнисто-глинистыми сланцами с лландоверийскими граптолитами харотской свиты силура — нижнего девона.

*Грубеинская свита* ( $O_{1-2gr}$ ) была выделена К. П. Евсеевым и К. Г. Войновским-Кригером в 1956 г. и названа ими по р. Грубею. Свита (500—1200 м) широко развита в трех районах Лемвинской зоны: Пагинско-Харотском, Лагортинско-Яйюском и Лядгейском. Лучшие разрезы свиты известны по р. Грубею, ручьям Погурейегарт (басс. р. Пага), Водопадному и др. Она представлена зелеными и лиловыми алевролитистыми и филлитовидными сланцами, к низам которых приурочены прослой базальтовых порфиритов и розоватых и зеленовато-серых известковистых песчаников. Подобный разрез свиты установлен К. П. Евсеевым в верховьях Кары, ниже устья руч. Комашор. Фациальным аналогом рассматриваемой свиты является харбейшорская свита, которая состоит из зеленых, иногда с лиловым оттенком эпидот-хлорит-кварцевых и кварц-серицит-хлоритовых сланцев и зеленых эпидот-кварцевых кварцитопесчаников.

В известковистых песчаниках, приуроченных к низам свиты, А. И. Водолазский собрал остатки трилобитов *Shumardia pusilla* S a g s позднетремадокского возраста. Верхний возрастной предел свиты определяется [86] на основании данных абсолютного возраста — 445—450 млн. лет (биотит из лиловых филлитовидных сланцев р. В. Погурей), а также согласным залеганием на ней пород качамылькской или чигимской свит среднего — позднего ордовика. Нижняя граница грубеинской свиты различна. В тех случаях, когда ее слои залегают на погурейской свите, она согласна (руч. Погурейегарт, р. Воравож и др.). Там, где погурейская свита отсутствует, возможно, что грубеинская свита залегает несогласно на кокпельской и молюд-мусюрской свитах.

*Хомасьинская свита* ( $O_{1-2hm}$ ) распространена только в Сосьвинско-Ляпинском р-не, где протягивается полосой в верховьях правых притоков р. Хулга. Выделена К. А. Львовым в 1948 г. [79]. Лучшие разрезы свиты известны в долинах рек Лям-Пуаю, Манья, Б. Поля, Щекурья, Вашла и Сертынья. Свита (600—1000 м) характеризуется слож-

ным и фациально невыдержанным по простиранию составом. Главным ее компонентом являются филлитовидные сланцы, которые переслаиваются с алевролитами и песчаниками, а также залежами основных эффузивов и туфов, обычно измененных до зеленых сланцев, порфири-тондов и амфиболитов. В подчиненном количестве встречаются карбонатные сланцы и мраморы.

Ранне- и среднеордовикский возраст свиты определяется стратиграфическим положением ее между согласно перекрывающей средне-верхнеордовикской польнской свитой и согласным ее залеганием на раннеордовикской саранхапнерской свите.

*Погурейская и грубеинская свиты* ( $O_{1-2}pg+gr$ ) объединены в связи с мелкомасштабностью карты. Они прослеживаются в верховьях рек Б. Лемва и М. Лемва, а также их правых притоков—рек Парнокаю и Б. Хайма и М. Хайма. Здесь состав, возраст, положение и мощность обеих свит сходны с их характеристиками, данными раздельно при описании погурейской и грубеинской свит (см. выше).

*Орангская свита* ( $O_{1-2}or$ ) широко развита в Собинско-Байдарацком р-не, протягиваясь в виде полосы шириной до 6 км от верховий р. Б. Усы на севере до ст. Полярный Урал на юге. Лучшие разрезы свиты известны в верховьях Б. Уса, по левым притокам Б. Пайпудыны и по р. Сось. Свита (1200—1500 м) представлена зелено-серыми тонкополосчатыми, обычно сильно гофрированными кварц-серицитовыми и серицит-кварцевыми сланцами с маломощными прослоями светло-зеленых мелкозернистых кварцитовидных песчаников. На отдельных участках значительную роль играют темно-серые, почти черные графитокварцевые и углито-кварцевые сланцы. К основанию свиты приурочены полимиктовые конгломераты с хорошо окатанной эллипсоидальной формы галькой и валунами (до 0,5 м) кварца, кварцитовидных песчаников, кислых и основных эффузивов, микроклиновых гранитов, пегматитов, эпидозитов и др. Цемент конгломератов песчанистый, частично слюдястый.

Органических остатков в свите не обнаружено. Возраст ее условно определен в пределах всего раннего и частично среднего ордовика на основании фациального замещения в юго-западном направлении фаунистически охарактеризованными отложениями грубеинской свиты.

Нижняя граница свиты (за пределами района) фиксируется несогласным налеганием конгломератов на различные горизонты более древних толщ, верхняя проводится условно при смене полосчатых сланцев карбонатными породами хантейской свиты среднего — позднего ордовика.

*Хараматолоуская свита* ( $O_{1-2}hr$ ) выделена по р. Хараматолоу, правому притоку р. Сось. В свите (более 500 м) преобладают вулканогенные зеленые сланцы, порфиритоиды и зеленокаменные породы, представленные альбит-актинолитовыми, альбит-хлоритовыми, альбит-эпидот-актинолитовыми разностями, иногда с отчетливыми реликтами структуры диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов и их туфов. Встречены также уралит-плагиоклазовые и плагиоклазовые метапорфириты, иногда в виде согласных дайкообразных тел. Подчиненно развиты серицит-хлорит-эпидотовые, кварц-серицит-альбитовые сланцы, альбитофиры и их туфы, пакки филлитовидных иногда графит- и карбонатсодержащих сланцев. Реже в верхах разреза появляются прослойки и линзы (до 10—20 см, редко более) доломитизированных, мраморизованных, обычно сланцеватых известняков и мраморов, содержащих примесь серицита и хлорита.

В прослое серого известняка (1—2 м), обнажающемся на левом берегу р. Хараматолоу в 1—1,5 км ниже устья р. Конгор (Макар-Рузь), С. Н. Волков обнаружил фауну очень плохой сохранности (мелкие брахиоподы, табуляты и членики криноидей), среди которых Б. С. Соко-

лов определил *Lichenaria* sp. — род, типичный для среднего ордовика. Известняки приурочены к верхам свиты, поэтому ее возраст следует считать ниже-среднеордовикским.

Нижняя граница свиты не устанавливается. За верхнюю границу [16, 95] принимается поверхность углового несогласия, отделяющая хараматолоускую свиту от вышележащей сонюганской свиты позднего силура — раннего девона.

## Средний — верхний отделы

Нерасчлененные образования среднего — верхнего ордовика на рассматриваемой территории известны во всех районах Елецкой и Сакмаро-Лемвинской фациальных зон. В Елецкой зоне выделяются две свиты: шугорская (Шугорско-Кожимский р-н) и хантейская (Усинский р-н). На гряде Чернышева мощность и распространение предположительно среднеордовикских отложений настолько незначительны, что они объединены с силуром. В Лемвинской зоне присутствуют следующие свиты: качамыльская, чигимская (Пагинско-Харутский и Лядгейский р-ны), молюдшорская (Лагортинско-Яйюнский р-н), осовойская (Лядгейский р-н), польинская (Сосьвинско-Ляпинский р-н).

*Шугорская свита* ( $O_2-3\delta\delta g$ ) развита в Шугорско-Кожимском р-не в хребтах Обезз, З. Саледы и В. Саледы, Малды-Нырды, Рассомаха, в верховьях рек Хартес и Щекурья и западных отрогах Исследовательского кряжа. Она сложена карбонатными породами, представленными в низах светло-серыми, серыми, темно-серыми известняками, иногда кристаллическими, мраморовидными, доломитизированными, в верхах — темно-серыми, до черных, плотными или кристаллическизернистыми известняками и доломитами с обильными проблематическими образованиями в виде ходов червей, известных в литературе под названием «червеобразные образования». Одни исследователи [81] считают их неорганическими, другие (Арт. Д. Миклухо-Маклай) склонны видеть в них остатки деятельности организмов. Фауна [81]: мшанки — *Dianulites petropolitana* Дуб., *Nicholsonella vaupeliformis* Модз., *Pachydictya uralica* Астр., *Cyphotrypa kossjensis* Астр., *Homotrypa implicata* Астр., *H. sontika* Астр.; табуляты — *Lichenaria expressa* Сок., *L. markini* Сок., *Lessnikovaea elegans* Сок.; брахиоподы — *Dalmanella micki* Миллер., *Valcourea praetiosa* Андр., *Hebertella bellatrix* Рид.; водоросли — *Solenopora spongioides* Дуб. Приведенная выше фауна указывает на верхи среднего — поздний ордовик. Мощность свиты 1000—1300 м.

Нижняя граница свиты условна: она проводится по подошве известняковой толщи, залегающей на сланцах с прослоями известняков хыдейской свиты. Верхняя граница свиты проводится по подошве брекчневидных известняков, относящихся к силуру. Арт. Д. Миклухо-Маклай разделил шугорскую свиту на две: собственно шугорскую и саледшорскую. Такое деление неоправдано, так как Арт. Д. Миклухо-Маклай отмечает, что «червеобразные образования» — основной признак саледшорской свиты исчезают в известняках и доломитах басс. р. Кожим и их нет в басс. р. Шугор в стратотипическом разрезе шугорской свиты.

*Хантейская свита* ( $O_2-3hn$ ) известна в Усинском р-не в басс. М. Пайпудыны и Б. Пайпудыны и верховьях Б. Усы. Свита (500 м) представлена светло-серыми, серыми, буровато-серыми, нередко сильно ожелезненными песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками, иногда почти белыми мраморизованными известняками, часто песчанистыми, со значительной примесью кварца, мраморами и филлитовидными сланцами.

На р. М. Пайпудына В. Я. Устинов собрал, а А. Н. Иванов и Е. И. Мягкова определили следующую фауну: *Catazyga anticostiensis* Bill., *Actinoceras* sp., *Ischadites murchisoni* Eichw., позволяющую отнести свиту к среднему—позднему ордовику.

Нижняя граница свиты нерезкая и проводится при появлении среди сланцев малопапудынской свиты прослоев мраморов, верхняя же граница на рассматриваемой территории неизвестна. Можно предполагать, что мраморы и известняки хантейской свиты постепенно сменяются карбонатными породами силура.

*Качамыльская свита* ( $O_2-3km$ ) развита в Пагинско-Харутском и на западе Лагортинско-Яйюского р-на\*, по рекам Парнокаю, Б. Хайма и М. Хайма, Пр. Кечьпель и Лев. Кечьпель, Харота (приток р. Елец). Свита (600 м) представлена серыми петельчатыми и плитчатыми известняками, серыми и зеленовато-серыми известковистыми и кварцево-известковистыми сланцами, серыми и зеленовато-серыми алевритами и кварцитовидными песчаниками. В верховьях р. Кара (Лядгейский р-он) в ней присутствуют серые и светло-серые петельчатые известняки и темно-серые, почти черные глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Между всеми породами отмечаются переходы.

В свите по сборам Арт. Д. Миклухо-Маклая [83] О. Н. Андреева установила: *Hesperorthis* sp., *Camarotoechia* sp., *Nicolella* sp., *Dinorthidae* sp., *Clitambonites* sp., *Oepikina* sp., *Asaphus* (*Neoasaphus*) *platyurus* Angelin, *A. cf. latus* Pand., *Protopliomerops* sp.; на р. Хайма известны: *Siphonotreta* sp., *Porambonites* sp., *Stromatoporoidea* и *Pachypora* на водоразделе ручьев Каменного и Нижнего—притоков Хароты (Елецкой) остракоды—*Primitia* sp. и *Lepeditella cf. aequilatera* Ulrich, встреченные в среднеордовикских образованиях С. Америки. По сборам К. Г. Войновского-Кригера Д. В. Наливкин установил *Platystrophia* sp., *Palaeoconchia* sp., которые, скорее всего, указывают на поздний ордовик. На р. Кара К. П. Евсеев собрал мшанки (определение Е. А. Модзалевской) *Dianulites petropolitana* Dub., *Diplotrypa* sp. Свита согласно залегает на грубеинской свите (рр. Хайма и Пр. Грубею) и постепенно переходит в вышележащую харотскую свиту силура—нижнего девона (р. Кечьпель).

*Чигимская свита* ( $O_2-3\check{c}g$ ), развитая в Пагинско-Харотском, Усинском и Лядгейском районах, была выделена К. П. Евсеевым и В. Н. Гессе из состава тисваизской свиты среднего девона. Хорошие разрезы свиты известны на р. Чигимхарота, в Самсоновых горах и на горе Черная. Свита (350—800 м) представлена темно-серыми, до черных, кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами с прослоями светло-серых и серых слоистых кварцитовидных песчаников и желтовато-серых, иногда бурых, алевритистых сланцев. Изредка в свите встречаются линзы (до 0,5—1 м) серых петельчатого облика известняков, петельчатость которых связана присутствием тонких извилистых полосок кремнисто-глинистого вещества.

Свита является фаціальным аналогом качамыльской свиты и располагается на востоке Лемвинской зоны. В черных кремнистых сланцах чигимской свиты встречены радиолярии: *Carposphaera* sp., *Cromysphaera* sp., *Dorysphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Rhodosphaera* sp., *Dorycromyium* sp., *Stylosphaera* sp., *Spongospaera* sp., *Staurolonche* sp., *Thecosphaera* sp. По заключению Б. М. Садрисламова, возраст пород по радиоляриям можно определить пока в пределах ордовика—лландоверийского яруса нижнего силура. Свита согласно залегает между фаунистически охарактеризованными грубеинской (верхи нижнего—низы среднего ордовика) и харотской (силур—нижний девон) свитами, т. е. в пределах верхов среднего—позднего ордовика.

\* На востоке ее возрастным аналогом является чигимская свита (см. ниже).

Молюдшорская свита известна в Лагортинско-Яйюском р-не Лемвинской зоны. Она выделена А. И. Водолазским в 1965 г. в верховьях р. Пага. Севернее, в верховьях р. Грубею (приток Юньяги), М. А. Маслов аналогичные образования выделил в грубешорскую свиту. В последнее время В. Н. Гессе оставил за рассматриваемой толщей пород название молюдшорской свиты и подразделил ее на нижнюю и верхнюю подсвиты.

*Нижняя молюдшорская подсвита* ( $O_{2-3}m\check{s}_1$ ) развита в верховьях рек Пага и Грубею (Юньягинская). Другая ее полоса прослеживается на восточном склоне Урала, между рр. Кокпела и Мокрая Сыня. Она представлена диабазами, спилитами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, их туфами; графитистыми, кремнистыми и филлитовидными сланцами.

В верховьях р. Пага, в кремнистых породах найдены радиолярии из рода *Liosphaera* sp. Мощность подсвиты 500—550 м.

*Верхняя молюдшорская подсвита* ( $O_{2-3}m\check{s}_2$ ) развита в пределах р. Грубею и р. Ср. Лагорта, где представлена метапорфиритами, альбитофирами, их туфами, порфиритоидами, вулканогенными зелеными сланцами с прослоями черных углисто-кремнистых сланцев. Мощность подсвиты 1000 м.

До геологических съемок масштаба 1 : 50 000 породы молюдшорской свиты относились к кокпельской свите кембрия. Работами А. И. Водолазского, М. А. Маслова доказано, что молюдшорская свита согласно залегает на породах грубеинской свиты раннего — среднего ордовика, что позволяет допустить ее средне-позднеордовикский возраст.

*Польинская свита* ( $O_{2-3}pl$ ) распространена в Сосьвинско-Ляпинском р-не, где узкой полосой протягивается от р. Манья далеко на юг. Свита выделена К. А. Львовым в 1948 г. [79]. Она известна по рр. Хомась, Талтма, Щекурья, Манья, Неркею, Тыкотлова и др., где представлена графит-кварцевыми, филлитовидными и кварц-серицит-карбонатными сланцами с прослоями мраморизованных известняков и вулканогенных хлорит-актинолитовых сланцев. Из фауны известны лишь членики криноидей. К среднему — верхнему ордовика относится условно по аналогии со щугорской свитой западного склона Приполярного Урала, фациальным аналогом которой она является. Мощность свиты 300—600 м. Нижняя граница свиты проводится по появлению графитистых прослоев или устойчивой карбонатности пород. Характер верхней границы неизвестен.

Средне-верхнеордовикские отложения? ( $O_{2-3}?$ ). На севере Лемвинской фациальной зоны (верховья рр. Елец, Яйю, Б. Хараматолоу, Харота, Кечь-Пель и Юньяга) средне-позднеордовикским возрастом условно датирован комплекс осадочно-вулканогенных отложений, прослеживающийся в виде неровной полосы шириной от 1 до 3 км и более, непосредственно юго-восточнее филлитов грубеинской свиты\*. В составе этих отложений преобладают разнообразные, нередко грубые туфы преимущественно базальтовых, реже андезитово-базальтовых порфиритов, порфиритоиды, вулканогенные зеленые сланцы и амфиболиты. Среди вулканитов основного состава В. Н. Вороновым встречены единичные небольшие тела кварцевых альбитофиров. Характер их залегания и взаимоотношения с окружающими породами не выяснены.

Осадочные породы рассматриваемых отложений представлены графитисто-кремнистыми, кремнистыми и филлитовидными сланцами, фтанитами, иногда туфоалевролитами, туфопесчаниками, кремнистыми туфосланцами и туффитами. На западе (верховья рек Лев. Кечь-Пель и

\* Б. Я. Дембовский считает эти отложения доордовикскими и относит их к кокпельской свите.

Ср. Кечь-Пель) перечисленные породы составляют существенную часть разреза. Восточнее доля осадочных и туфогенных пород в составе толщи быстро убывает почти до полного исчезновения.

В районе оз. Монталор в графитисто-кремнистых сланцах встречены единичные маломощные (не более 35 см) прослои темно-серого известняка, содержащего плохой сохранности макрофауну, а также обильную микрофауну. Среди последней Т. В. Прониной были определены *Blastommina inflata* E. Вук., *Bl. vulgaris* E. Вук., *Ordovicina oligostroma* Eisenack, *O. lageniformis* E. Вук., *Serginella* cf. *scabrums* Groninа. Известняк содержит многочисленные обломки Crinoidea, Echinoidea. Возраст, по заключению Т. В. Прониной, позднеордовикский. Указанный комплекс осадочно-вулканогенных образований, очевидно, следует сопоставлять с отложениями молюдшорской свиты среднего — позднего ордовика. Мощность этих отложений более 1000 м.

Отложения ордовика (О) из-за мелкого масштаба карты показаны нерасчлененными на западном склоне Полярного Урала и на восточном склоне (О?), где возраст их не может быть установлен точнее из-за отсутствия в них органических остатков.

Нерасчлененные отложения ордовика в хр. Енганэ-Пэ изучены достаточно подробно и расчленены на следующие свиты (снизу вверх): манита-нырдскую, малопайпудыную и хантейскую.

Манита-нырдская свита подробно описана выше. Здесь необходимо лишь отметить, что разрез ее на хр. Енганэ-Пэ наиболее полно представлен. Свита сложена кварцитами, кварцитовидными песчаниками, конгломератами, гравелитами, иногда с прослоями филлитовидных сланцев. Возраст ее на основании фауны устанавливается как нижнеордовикский.

Малопайпудыная свита известна лишь по отдельным обнажениям, в основном на севере хребта, где представлена тонкополосчатыми кварцитовидными песчаниками, кварцевыми алевролитами, хлоритовыми и серицит-хлоритовыми сланцами. Фауна в свите неизвестна. Возраст ее определяется как ранне-среднеордовикский на основании согласного залегания между фаунистически охарактеризованными манита-нырдской свитой раннего ордовика и хантейской свитой среднего — позднего ордовика. Мощность свиты 400 м.

Хантейская свита на хр. Енганэ-Пэ имеет прекрасные разрезы по руч. Хобыктойюган (приток р. Няю) и р. Лекелец (приток р. Елец), где подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита (320 м) сложена светло-серыми и серыми глинистыми петельчатыми известняками, доломитизированными известняками, серыми доломитами и серыми плитчатыми известняками с фауной *Nicholsonella* aff. *gibbosa* Basll., *Dianulites petropolitana* Dyb., *Asaphus* aff. *plautini* Schmidt, *A. (Neiasaphus) platyrurus* Ang., *A. lepidus* Törnq., *A. (N.) ludibundus* Törnq., *A. aff. jennicus* Nimп., *A. ogmasaphus* cf. *costatus* Jаап. Комплекс фауны указывает на среднеордовикский возраст.

Верхняя подсвита (660 м) представлена светло-серыми и серыми известняками и доломитизированными известняками с кремнями, серыми полосчатыми и глинистыми петельчатыми известняками. К верхам подсвиты приурочен горизонт серых известняков с многочисленными остатками табулят *Tetraporella monticuliporoides* Tjoedsson, встречающихся в среднем и верхнем ордовике С. Гренландии. В подсвите встречены *Encrinurus* sp., *Camarotoechia* sp. и *Rafinesquina* (?) sp.

Нижний и верхний контакт хантейской свиты на Енганэ-Пэ нигде не вскрыт. На севере и на юге хр. Енганэ-Пэ состав свиты очень сходен, а горизонты с одноименной фауной приурочены к одинаковым уровням разреза. Мощность свиты около 1000 м.

Отложения ордовика Лагортинско-Яйюского р-на, между реками Грубею Юньягинской и Лагорта на карте из-за ее мелкого масштаба не удалось расчленить. Здесь под индексом О (ордовик) объединены породы грубеинской свиты нижнего — среднего ордовика, моллюдшорской свиты среднего — верхнего ордовика (см. описание свит выше).

В различной степени метаморфизованные осадочно-вулканогенные образования, датированные как условно ордовикские (О?), получили развитие в бассейне верхнего и отчасти среднего течения р. Б. Хараматолоу между горными массивами Рай-Из и Пайер (т. е. «депрессия Хараматолоу», а также вдоль западного обрамления Войкарского и Тагильского зеленокаменных синклиналиев).

Стратиграфическое положение метаморфических толщ, распространенных в «депрессии Хараматолоу», остается дискуссионным. Некоторые геологи (А. П. Белоусов, В. Н. Воронов, В. М. Коркин и др.) сопоставляют эти толщи с фаунистически охарактеризованной хараматолоуской свитой нижнего — среднего ордовика. Другие исследователи (В. Я. Устинов, А. В. Цымбалюк, М. В. Бунин, А. С. Лакшина, Б. Я. Дембовский и др.) считают их доордовикскими и сопоставляют (Б. Я. Дембовский и др.) с няровейской и отчасти кокпельской свитами. Основанием для такого заключения является более высокая степень метаморфизма пород и несоответствие (непараллельность) их простираний простираниям ордовикских и более молодых отложений в смежных районах: в Лемвинской фациальной зоне — на западном склоне и в пределах Войкарского зеленокаменного синклинория — на восточном.

В. Н. Воронов и др. выделяют в хараматолоуской свите три подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижняя подсвита сложена преимущественно рассланцованными и уралитизированными порфиритами, часто превращенными в порфиритоиды, и альбит-эпидот-амфиболовыми и другими сланцами. В ряде случаев сохраняются реликтовые офитовая и интерсертальная структуры пород. Среди метавулканитов встречаются отдельные пачки карбонатсодержащих хлорит-актинолитовых и кварцитовидных сланцев. Контакты с вышележащими отложениями средней подсвиты тектонические. Видимая мощность нижней подсвиты около 300 м.

Средняя подсвита (500—600 м) распространена на большей части «депрессии Хараматолоу». В ее составе преобладают карбонатсодержащие (до 15—20%) альбит-хлорит-амфиболовые сланцы, иногда с маломощными прослоями мраморизованных известняков, а также альбит-эпидот-амфиболовые, альбит-хлорит-амфиболовые (иногда с кварцем) сланцы и амфиболиты. Подчиненное развитие получили слюдяно-альбит-кварцевые, нередко графитистые сланцы и кварциты, а также графитисто-слюдяно-амфиболовые сланцы. Редко встречаются прослой кварцитовидных песчаников и амфиболовых альбитовых гнейсов. В прослоях мраморизованных известняков встречаются членики *Crinoidea*, *Echinoidea*, остатки водорослей плохой сохранности и другие неопределимые органические остатки. С вышележащей подсвитой она связана постепенными переходами. Граница проводится условно по смене в разрезе карбонатсодержащих хлорит-амфиболовых сланцев кварцито-песчаниками и альбитовыми гнейсами.

Верхняя подсвита (200—300 м) сложена преимущественно рассланцованными слюдистыми кварцитовидными песчаниками, слюдисто-альбит-кварцевыми сланцами и хлоритовыми, биотитовыми и мусковитовыми, двуслюдяными, нередко гранатсодержащими альбитовыми гнейсами. Подчиненное распространение имеют карбонатсодержащие альбит-хлорит-амфиболовые сланцы и амфиболиты, иногда с прослоями мраморизованных известняков, содержащих плохой сохранности обломки члеников криноидей и другие неопределимые органические остатки.

Редко в составе верхней подсвиты встречаются прослой (до 1—5 м) графитоидных слюдисто-кварцевых сланцев.

В Войкарском синклинории к ордовику условно отнесен комплекс плагиоклазовых амфиболитов. Породы этого комплекса слагают различные по площади (до десятков квадратных километров) участки или отторженцы и многочисленные ксенолиты среди разновозрастных интрузий габбро и гранитоидов. Амфиболиты и амфиболитизированные диабазы того же комплекса получили развитие и в северной части Тагильского синклинория, где они представляют собой фрагменты вмещающих пород в полосе интрузий габбро и гранитоидов (рр. Народа, Кузьпуаю, Манья, Шекурья, Турунья).

Среди пород амфиболитового комплекса преобладают плагиоклазовые амфиболиты, нередко с реликтами диабазовой, порфировой, обломочной (туфовой) и габбро-офитовой структуры.

Среди амфиболитов Войкарского синклинория В. Г. Варгановым и А. П. Белоусовым встречены прослой и линзы слюдястых и биотит-кварцевых филлитовидных, карбонат-хлоритовых и других амфиболсодержащих сланцев, порфиритоидов, роговообманковых плагиогнейсов, кварцитовидных графитсодержащих\* сланцев, редко мраморов.

На отдельных участках породы амфиболитового комплекса испытали инъекционно-метасоматические преобразования (анортитизация, плагиомигматизация и окварцевание), а также динамометаморфические изменения (катаклиз, милонитизация, диафторез).

Вероятно, исходным субстратом для амфиболитового комплекса явились осадочно-вулканогенные толщи, синхронные образованиям, слагающим хараматолоускую и молдоджорскую свиты ордовика, а также, возможно, и более древние доордовикские породы (в частности кокпельской свиты).

Нерасчлененные отложения ордовика Ижма-Печорской впадины вскрыты только скважинами. Здесь к ордовику отнесена мощная толща немых терригенных, большей частью красноцветных пород. В низах выделяется седьельская, а в верхах — нибельская свиты. Эти отложения залегают на дислоцированных метаморфизованных сланцах позднепротерозойского или кембрийского возраста на глубинах от 1500 м на ЮЗ до 2600 м в осевой зоне впадины. Наиболее мощный и полный разрез (850 м) наблюдается в осевой части впадины, к ее бортам мощность толщи убывает, причем выклинивается верхняя пачка.

Возраст седьельской и нибельской свит определяется по-разному: З. И. Цзю и П. А. Туманов относят их к верхнему рифею и венду; С. М. Домрачев и В. А. Дедеев — к кембрию; В. А. Разницын — к ордовику и нижнему силуру. Большинство исследователей (В. С. Журавлев, В. П. Зарх, Т. И. Кушнарева, В. И. Богацкий, В. Г. Черный и др.) датируют эти отложения ордовиком (?).

Ордовикский возраст седьельской и нибельской свит определяется положением их в разрезе — непосредственно ниже фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских отложений, в составе единого структурного этажа. От верхнепротерозойских или кембрийских отложений их отделяет резкое угловое несогласие и мощная кора выветривания, указывающая на длительный период денудации древних подплатий. Седьельская свита по условиям залегания, минералогическому составу и морфологическим особенностям слагающих ее пород сходна с полюдовской свитой Полюдова кряжа; последняя в новых работах уверенно относится к ордовику (В. А. Бурневская, Н. Г. Боровко). Аналоги нибельской свиты на Полюдовом кряже не известны, но по положению ее в разрезе между седьельской свитой и нижним силуrom (от

\* По устному сообщению М. А. Маслова, они встречены по р. Лабочей (левый приток р. Лагорта).



которого она отделена небольшим перерывом) устанавливается ордовикский возраст этих отложений.

Разрез ордовика Ижма-Печорской впадины расчленяется на следующие пять пачек\* (снизу вверх):

1. Пачка белых песчаников (129 м) — светлые, почти белые, реже розовые, хорошо отсортированные кварцевые песчаники мелко- или среднезернистые. Слоистость грубая, горизонтальная или полого наклоненная, обусловленная изменением зернистости породы. Наблюдается ритмичность, в основании ритмов — скопления кварцевой гальки.

2. Пачка розовых песчаников (110 м) — розовые и красно-бурые мелко- среднезернистые песчаники, содержащие, в отличие от нижележащих, примесь глинисто-алевроитового материала и гидроокислов железа. В составе, кроме зерен кварца, примесь полевых шпатов, слюды, рудных и аксессуарных минералов. Присутствуют прослои аргиллитов и алевролитов.

3. Аргиллитовая пачка (330 м) — красно-бурые алевроитистые аргиллиты с редкими серо-зелеными пятнами и затеками массивной и комковатой текстуры. Встречаются осветленные вертикальные столбчатые образования, напоминающие следы илоедов.

4. Песчано-аргиллитовая пачка (240 м) — ритмичное чередование красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с постепенным увеличением роли последних к верхам пачки. Песчаники розовые и бурые, реже светло-серые, алевроитовые с глинисто-железистым цементом. Алевролиты и аргиллиты темные, лиловато-красные, плохоотсортированные. В основании ритмов встречается вишнево-красная плоская галька верхнепротерозойских или кембрийских сланцев.

5. Верхняя песчано-алевроитовая пачка (45 м) присутствует лишь в наиболее полных разрезах осевой зоны впадины. В ней преобладают красноцветные песчаники и алевролиты, обычно плохо отсортированные, содержащие в цементе выделения карбонатов. Белые песчаники нижней пачки резко отличаются по составу и структурно-текстурным особенностям от всей вышележащей красноцветной толщи. Поэтом у Т. И. Кушнарева [74] выделяет седьмскую свиту в объеме одной нижней пачки белых песчаников, объединяя все вышележащие пачки в нибельскую свиту.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силура вскрыты скважинами в Печорской низменности и выступают на поверхность на Урале, грядах Чернышева и Чернова, где слагают Бельско-Елецкую (Елецкую), Сакмаро-Лемвинскую (Лемвинскую) и Магнитогорско-Щучинскую фациальные зоны. Первая включает гряды Чернышева и Чернова, и западную часть Уральской миогеосинклинали (здесь выделяется Щугорский, Кожимский и Усинский фациальные районы), а вторая — восточную часть миогеосинклинали (здесь выделяются Лемвинский и Карско-Лядгейский фациальные районы). Третья фациальная зона совпадает с Уральской эвгеосинклиналью и выделяется под наименованием Магнитогорско-Щучинской (Хулгинский и Войкаро-Сыньинский фациальные районы) (рис. 3).

Силур Ижма-Печорского р-на характеризуется преимущественно карбонатно-глинистыми и песчаниковыми отложениями, Колво-Печорского — карбонатно-глинистыми. Елецкая фациальная зона сложена карбонатными породами и в меньших количествах глинистыми. Лемвинская зона резко отличается от вышеуказанных присутствием в ос-

\* Разрез приводится по скв. 55 (Ванью), ближайшей (в 40 км к Ю) от границы описываемого района.

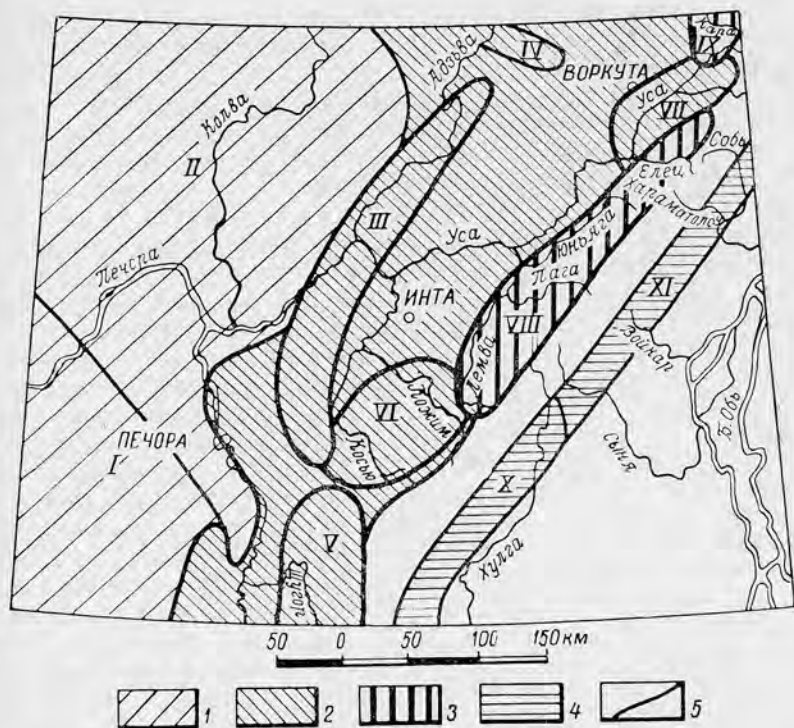


Рис. 3. Схема расположения фациальных зон и районов в силуре.

1 — Печорская низменность; 1 — Ижма-Печорский фациальный р-н; II — Колво-Печорский фациальный р-н; 2 — Елецкая фациальная зона; III — гряда Чернышева; IV — гряда Чернова; V — Щугорский р-н; VI — Кожимский р-н; VII — Усинский р-н; 3 — Лемвинская фациальная зона; VIII — Лемвинский р-н; IX — Карско-Лядгейский р-н; 4 — Тагило-Магнитогорская фациальная зона; X — Хулгинский р-н; XI — Войкар-Сыбинский р-н; 5 — граница фациальных зон и районов.

новном кремнистых, углисто-кремнистых, глинистых сланцев и весьма слабым развитием карбонатных пород. Для Магнитогорско-Щучьинской зоны в основном характерны вулканогенные образования и меньше — карбонатные и терригенные.

На карте дочетвертичных образований силур подразделяется на лландоверийский и венлокский ярусы и на ряд свит [124].

### Нижний отдел

Лландоверийский ярус ( $S_1ln$ ) выделяется на гряде Чернышева в месте пересечения ее р. Усой и в Щугорском р-не, в басс. р. М. Паток и правых притоков р. Щугор. На гряде Чернышева самые нижние горизонты обнажаются на р. Заостренной, где по данным С. А. Князева, представлены конгломератами, песчанистыми известняками, брекчиевидными доломитами, голубовато-серыми плитчатыми известняками и кристаллическими известняками. Мощность 300 м. Выше залегает (р. Уса в районе д. Адак) толща (150 м), представленная известняками, иногда глинистыми, массивными доломитами и доломитизированными известняками. В толще известны табуляты *Propora* cf. *conferta* Edw. et Haime, *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* Goldf., *Pf.* ex gr. *balticus* Rukh., *Pf.* cf. *simplex* Tchern., *Pf. sibiricus* Smirn., *Mesofavosites* cf. *inferior* Sok. и др.

Лландоверийский ярус Щугорского р-на у устья р. Вангерью, по данным В. П. Липатова, представлен серыми, темно-серыми, скрытокристаллическими, брекчиевидными доломитами видимой мощности

около 15 м. Более высокие слои обнажаются на правом берегу р. Паток, близ устья Бадьяэль, где состоят из коричневато-серых мелкозернистых брекчиевидных доломитов. В нижней части доломитов встречаются линзы кремней. Видимая мощность толщи около 700 м.

На р. Щугор лландовери сложен известняками мощностью 45 м, выше — доломитами мощностью около 320—350 м. Фауна *Pentamerus borealis* Eichw., *Palaeofavosites* sp., *Clathrodictyon* sp. и др.

Нижняя граница лландоверийского яруса известна на р. Заостренной, где пачка лландоверийских конгломератов, песчанистых известняков и брекчиевидных доломитов (4 м) с размывом залегает на брекчиевидных доломитах предположительно верхнеордовикского возраста.

Венлокский ярус ( $S_1w$ ) распространен в гряде Чернышева и в Щугорском р-не. В гряде Чернышева нижняя часть разреза венлока наиболее полно обнажена по рр. Усе, Нече и Заостренной, а верхняя — по руч. Войсавож (приток р. М. Роговая). Здесь венлокский ярус, по данным С. А. Князева, состоит из трех толщ (565 м), представленных плитчатыми и массивными доломитами и доломитизированными известняками с остатками табулят и строматопор *Clathrodictyon fastigiatum* Nich., *Cl. nikiforovae* Yavor., *Labechia irregularis* Yavor., *Stromatopora vorhutensis* Yavor., *S. aspectabilis* Yavor., *Mesofavosites* ex gr. *obliquus* Sok., *Favosites* cf. *gothlandicus* Lam., *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz.

Венлокский ярус Щугорского р-на обнажается по рр. Щугор, Гердью и Б. Паток, где по данным В. П. Липатова, представлен глинистыми доломитами и известняками, иногда брекчиевидными, с фауной [65] *Clathrodictyon* ex gr. *kenni poensis* Ozaki, *Cl. cylindriforme* Rjab., *Stromatopora typica* Ros. Мощность венлока 300—400 м.

Нижняя граница венлокских отложений проводится по подошве кремнистых доломитов и появлению в них строматопор *Labechia irregularis* Yavor. и *Clathrodictyon fastigiatum* Nich., верхняя — внутри карбонатных пород по появлению фауны брахиопод лудловского яруса.

Нижний отдел ( $S_1$ ) выделяется на грядах Чернышева и Чернова, в Щугорском р-не и на восточном склоне Урала в виде узкой полосы между р. Поля (на севере) и южной частью территории. На гряде Чернышева нижний силур выделяется в нижнем течении р. Адзвы (ее приток Пр. Изьяю), по р. Уса, в верховьях рек Шарью, М. и Б. Сыня. В нижнем течении Адзвы по ее притоку Пр. Изьяю среди нерасчлененного нижнего силура известны лландоверийские и венлокские образования. Здесь лландоверийские отложения, по данным С. А. Князева, как и по р. Войсавож, представлены самыми верхами: серыми и темно-серыми разноплитчатыми, иногда окремненными доломитизированными известняками с *Favosites* cf. *gothlandicus* Lam., *Palaeofavosites* sp. (*Pf.* ex gr. *balticus* Rukh.) и *Pentamerus oblongus* Sow. Мощность лландовери около 200 м.

Нижняя граница лландоверийского яруса здесь неизвестна. Верхняя проходит по кровле пачки известняков с *Pentamerus oblongus* Sow., а в толщах, охарактеризованных граптолитами — по кровле зоны *Stromatograptus grandis* Suess. и *Oktavites spiralis* Geinitz или по появлению в разрезе венлокских отложений с *Labechia irregularis* Yabet Sugg. В верховьях р. Шарью, а также в басс. р. Б. Сыни и М. Сыни нижнесилурийские отложения не расчленены. В основании их на р. М. Сыня залегают желтовато-серые, местами буроватые, тонкоплитчатые известняки, иногда с пропластками кремнистых сланцев и пачкой известняковой брекчии видимой мощностью до 1,5 м. Мощность этой толщи около 150 м. Она условно относится к низам нижнего силура.

Выше этой толщи залегают темно-коричневые и серые доломиты, бурые доломитовые брекчии с табулятами: *Palaeofavosites* cf. *paulus* Sok., *P.* ex gr. *alveolaris* Goldf., соответствующими лландоверийскому ярусу. Еще выше (р. Б. Сарьюга) располагается толща (600—700 м)

доломитизированных известняков с брахиоподами: *Stropheodonta* ex gr. *costatula* Вагг., *Schellwienella* cf. *pecten* L., *Atrypa* ex gr. *granulifera* Вагг., *Spirifer* (*Delthyris*) ex gr. *elevatus* Dal m. Этот комплекс фауны характерен для верхов венлока и низов лудлова. Выше доломитизированных известняков залегает толща голубовато-серых известняков, низы которых (р. М. Сыня, Б. Сарьюга) относятся условно к венлоку, а верхняя часть, содержащая большое количество органических остатков — к лудловскому ярусу. Мощность известняков, отнесенных к венлоку, равна примерно 170—200 м. Общая мощность нижнего силура — около 1000 м.

Нижняя граница нерасчлененного нижнего силура (басс. рр. Б. Сыни, М. Сыни и Шарью) неизвестна. Верхняя проводится в середине толщи известняков по появлению лудловской фауны.

Нерасчлененные отложения нижнего силура известны на гряде Чернова, где более низкие слои обнажаются по р. Тарью, около устья руч. Кыкюрашор. Наиболее полный разрез нижнего силура обнажен по рр. Падимейтьвис и Кайтошор. Здесь, по данным К. К. Волласовича,\* наблюдается следующий разрез (снизу вверх): 1. Известняки, иногда доломиты с редкими прослоями листоватых известковистых глин и водорослевых известняков. На основании органических остатков *Ortoceras* sp., «*Protathyris*» sp., *Elytha* sp., *Beyrichia* ex gr. *kloedeny* М с С о у., *Hogmochilina jenma* А b u s h i k, *Herrmannina* sp. indet., *Signetopsis* sp. nov., *Tollitia* sp. nov. возраст толщи определяется в пределах лландовери — венлока, возможно, лудлова (?) — 200 м. 2. Не обнажено — 60 м. 3. Известняки и доломитизированные известняки — 75 м. 4. Известняки и доломиты, чередующиеся с маломощными пачками листоватых известковистых глин. Характерно присутствие водорослевых известняков. Из органических остатков известны «*Protathyris*» sp., *Elytha* sp., *Herrmannina* sp., *Tollitia* sp. и *Beyrichia* sp. — 145 м. 5. Известняки, доломитизированные известняки и доломиты с фауной верхнего венлока — лудлова — *Parasriatopora* aff. *mutabilis* Tchern. var. *balkhashica* К о в., *Atrypella linguata* В u c h, «*Protathyris didyma* D a l m.,» *Euprimittia* sp., *Eukloedenella* sp., *Leiocyamus* sp., *Parashmidtella* (?) sp., *Tollitia* — 200 м. Общая мощность нижнего силура гряды Чернова 750—800 м. Нижняя граница нижнесилурийских отложений здесь неизвестна, верхняя условно проводится по кровле толщи, содержащей венлокско-лудловскую фауну.

*Табаротинская свита* ( $S_{1tb}$ ) выделена Арт. Д. Миклухо-Маклаем по р. Табарота, притоку р. Кожим. Она представлена черными, реже темно-серыми массивными и толстослоистыми кристаллическизернистыми битуминозными доломитами, обладающими прихотливо бугристой, ноздреватой поверхностью выветривания. Иногда доломиты содержат прослойки светло-серых, пятнисто-доломитизированных известняков с микроленточной слоистостью и знаки ряби. В свите, по данным Арт. Д. Миклухо-Маклая, известны органические остатки *Eoconchidium kozhimiticum* N i l k i f., *Dinophyllum* sp., *Stropheodonta* sp., *Pentagonopentagonalis* ex gr. *guinelobatus* J e l t. Возраст табаротинской свиты определяется условно в пределах лландовери первой (?) половины венлока. Мощность ее 900—1000 м. Нижняя граница свиты проведена по кровле доломитов с червевидными образованиями верхнего ордовика. Верхняя — неотчетливая и проводится по появлению в вышележащей дурнаюской свите *Didymothyris didyma* D a l m.

*Нижняя турватская свита* ( $S_{1nt}$ ). Вулканогенные образования, слагающие основание разреза среднего палеозоя Тагильского синклино-

\* Г. А. Чернов [141] на руч. Безымянном предположительно выделяет тоже нижний силур, но в толще, относимой им к лландовери, указывает также форму *Michelinoceras michelini* Вагг. встречающуюся на р. Кара в комплексе фауны, характерной для верхнего силура (см. ниже).

рия выделены в нижнюю турватскую свиту [16, 82]. Свита прослеживается в виде полосы шириной не более 1,5 км по рекам Манья, Щекурья, Батла и Сертынья. В ее составе преобладают спилиты, плагиоклазовые порфириды, альбитизированные диабазы и диабазовые порфириды, нередко подушечного сложения, а также альбитофиры и их туфы. Реже встречаются альбитизированные пироксеново-плагиоклазовые (андезито-базальтовые и базальтовые) порфириды. Весьма подчиненная роль туфов, отсутствие осадочных отложений и широкое развитие спилитов может свидетельствовать о преимущественно трещинном и подводном характере эффузий. Особенности вещественного состава вулканитов позволяют относить их к спилит-диабаз-кварц-кератофировой формации.

Отсутствие фауны не позволяет точно определить возраст свиты. Нижняя ее граница остается невыясненной. Верхняя — отчетлива и отмечена перерывом и размывом, предшествовавшим формированию вышележащей верхней турватской свиты, охарактеризованной, по данным С. Н. Волкова и др., фауной лудловского яруса. Наиболее интенсивно изменены вулканиты, которые, судя по ассоциациям вторичных минералов (альбит, эпидот, хлорит, актинолит, пренит, серицит), в ряде участков преобразованы в условиях зеленосланцевой и отчасти пренит-пумпеллитовой фации. Локальное появление более высокотемпературных минеральных ассоциаций, очевидно, связано с контактовым воздействием более молодых интрузий. Мощность свиты 400—450 м. По положению в разрезе, а также по вещественному составу вулканиты нижней турватской свиты достаточно надежно сопоставляются с вулканитами Ивдельского, Североуральского и других районов Тагильского синклинория, объединяемыми в венлокский диабаз-альбитофировый (рудноносный) комплекс.

### Нижний — верхний отделы

Отложения этого возраста выделяются только в Кожимском р-не, где они представлены дурнаюской и интапармской свитами.

*Дурнаюская свита* ( $S_{1-2dr}$ ) установлена Арт. Д. Миклухо-Маклаем по р. Дурною, притоку р. Кожим. Кроме того, она известна по правобережью р. Лимбекою и р. Б. Табаротаю. Здесь свита (450—500 м) представлена темно-серыми, серыми, желтовато-серыми, малиновыми и белыми доломитами, доломитизированными известняками и мергелями с табулятами *Multisolenia* cf. *formosa* Sok.; брахиоподами *Didymothyris didyma* Dal m.; остракодами — *Signetopsis* ex gr. *molognata* Heun, *Beyrichia* ex gr. *kloedeni* Мессоу, *Bebliprimita* ex gr. *tissurella* Ulr. et Vas.; строматопоры — *Stromatopora typica* Ros., *Clathrodiction regulate* Ros., *S. nikiforovae* Yav., *S. crassum* Nich., *S. fastigiatum* Nich. Фауна указывает на венлок-лудловский возраст свиты. Нижняя ее граница проводится по подошве слоев, содержащих остатки *Didymothyris didyma* Dal m. Верхняя нигде не обнажается.

*Дурнаюская и интапармская свиты* ( $S_{1-2dr+ip}$ ) узкой полосой окаймляют западные отроги хребтов Куртсамбай и Обеиз, северные склоны хр. З. Саледы и прослеживаются на В по правобережью р. Кожим.

Дурнаюская свита описана выше. Интапармская свита обнажается в верховьях рек М. Бетью и Б. Бетью и в верховьях безымянных ручьев, стекающих с юго-восточного склона гряды Парма. Интапармская свита (200—250 м), по данным Арт. Д. Миклухо-Маклая, представлена серыми, темно-серыми доломитизированными глинистыми известняками с редкими маломощными прослоями известковистых сланцев и песчанистых доломитов. Фауна: *Syringopora* cf. *schmidti* Tchern., *S. aff. spinosa* Tchern., *S. gorskyi* Tchern., *Favosites* cf. *jermolaevi* Tchern.,

*F. similis* Sok., *F. favositifformis* Holt., *F. humilis* Sok., *F. fungites* Sok., *F. forbesi* Edw. et Haime, *Squameofavosites* cf. *hyperboreus* Tchern., *S. aff. bohémica* Pošta, *S. rusanovi* Tchern., *S. ex gr. singularis* Sok., *Lissatrypa* cf. *scheii* Holt., *Collarothyris canaliculata*, *Hogmochilina subformosa* Abush. и др. Комплекс фауны позволяет сопоставлять интапармскую свиту с гребенским горизонтом о. Вайгач и относить ее к надлудловским отложениям верхнего силура. Нижняя и верхняя границы свиты нигде не обнажены.

Верхний отдел ( $S_2$ ) выделяется на грядках Чернышева и Чернова, в Щугорском р-не и на восточном склоне Урала. На грядке Чернышева они известны в верховьях р. Адзья и ее притока Изьяю, в верховьях р. М. Роговая, на р. Уса и в бассейне верховий рек М. Сыня и Б. Сыня. Здесь они не расчленены. На геологических картах более крупного масштаба С. А. Князевым верхний силур подразделяется на нижний лудловский и верхний лудловский ярусы. В работе принято двухчленное деление верхнего силура, но нижний ярус называется лудловым, а верхний пржидольским.

На севере грядки Чернышева лудловский ярус наиболее полно изучен С. А. Князевым по руч. Войсавож и по р. Лев. Фогаю, где выделяются две толщи (снизу вверх): 1) известняков с прослоями доломитов и 2) доломитов. Толща известняков с прослоями доломитов сложена тонкоплитчатыми известняками, иногда доломитизированными и имеющими отчетливо выраженную тонкую слоистость. В известняках определены только «*Protathyris didyma* Dal m.». Мощность нижней толщи 50—60 м. Верхняя толща почти нацело сложена доломитами. Известняки в виде тонких прослоев встречаются лишь в нижней ее части и содержат *Clathrodictyon primerdium* Y a v o g. Обе толщи отнесены к лудловскому ярусу условно, на основании залегания их между фаунистически доказанными отложениями венлокского яруса и пржидольским. Мощность лудловского яруса 180—200 м. На севере грядки Чернышева к лудлову отнесена толща тонкоплитчатых глинистых известняков и доломитизированных известняков с прослоями зеленовато-серых аргиллитов, содержащих остатки: *Favosites fistulosus* Tchern., *Syringopora* ex gr. *fascicularis* L., *Conchidium* aff. *biloculare* L., *C. vogulicum* Vern., *C. cf. triangulum* K h o d., *Protathyris didyma* Dal m., *Atrypella prunum* H i s.

Нижняя граница яруса проводится по исчезновению в разрезе прослоев известняков с венлокской фауной и по появлению своеобразных доломитов с крупно-гладкобугристыми поверхностями отдельности. Граница с отложениями пржидольского яруса проводится в основании толщи глинистых известняков, содержащих *Atrypella phoca* Salt., *A. scheii* Holt. и *Favosites fungites* Sok.

Пржидольский ярус С. А. Князевым подразделяется на две толщи (снизу вверх): 1) известняков и глинистых известняков, 2) доломитов. В строении первой (100 м) толщи принимают участие известняки, глинистые известняки, мергели и глины с *Favosites* cf. *fungites* Sok., *F. similis* Sok., *Atrypella scheii* Holt., *A. linguata* var. *columbella* Wag., *Howellella pseudogibbosus* Nikif. и др. Комплекс фауны аналогичен таковому из гребенского горизонта о. Вайгача.

Верхняя толща (120—130 м) наиболее полно вскрыта по руч. Юнкошор, где представлена тонко- и мелкокристаллическими доломитами и известковыми доломитами толстоплитчатого и массивного сложения. В низах толщи среди доломитов встречаются прослой темно-серых известняков, в верхах — маломощные прослой аргиллитов. Известны следующие остатки фауны: *Healdianella* sp., *Knoxiella?* sp., *Cavellina* sp., *Eukloedenella* sp., *Mesodouwillina subintestinalis* K o z l., *Spirifer (Delthyris)* aff. *elevatus* Dal m. Общая мощность 220—230 м.

Отложения верхнего силура гряды Чернова показаны нерасчлененными. Г. А. Чернов [141] подразделяет верхний силур на нижнелудловский и верхнелудловский ярусы. Нижнелудловский ярус подразделяется им на две толщи — нижнюю и верхнюю. Нижняя толща (75—100 м) характеризуется известняками, переслаивающимися иногда с известково-глинистыми сланцами. Из разрезов, обнажающихся по р. Падимейтывис и Тарью, Г. А. Чернов [141] приводит многочисленную фауну, среди которой, по его мнению, лишь следующие формы дают основание относить содержащие их отложения к низам верхнего силура *Clathrodictyon* ex gr. *variolare* Ros., *Cl.* ex gr. *savaliensse* Riab., *Cl.* ex gr. *fastigiatum* Nich., *Atrypella linguata* Buch, *A. phoca* Salt. и др. Верхняя толща (145—165 м) лудловского яруса на р. Падимейтывис состоит из темно-серых известняков с немногочисленными прослоями доломитизированных известняков и доломитов. Отсюда Г. А. Чернов приводит *Favosites* ex gr. *subforbesi* Sok., *F. effusus* Klamm., *F.* cf. *yermolaevi* Tchern. и др.

Отнесение обеих вышеописанных толщ к лудловскому ярусу следует считать условным, так как среди многочисленной фауны в нижней толще нет ни одной руководящей формы, характерной для нижней части верхнего силура, но присутствуют брахиоподы, типичные для пржидольского яруса (*Atrypella linguata* Buch и *A. phoca* Salt.). Мощность лудлова 220—295 м.

Нижняя граница лудловского яруса проводится по поверхности карбонатной толщи, содержащей венлокско-лудловскую фауну.

Пржидольский ярус изучен Г. А. Черновым [141] по р. Падимейтывис, где представлен темно-серыми тонкослоистыми известняками с богатым комплексом органических остатков, брахиоподами, остракодами, пелециподами, гастроподами, табулятами, ругозами и наутилоидеями. Здесь имеются типичные «надлудловские» формы, такие как *Atrypella phoca* Salt., *A. scheii* Halt., *Howellella pseudogibbosis* Nikif., *Laceripora cribrosa* Eichw. и др. Кроме того, в пржидоле известно семь строматолитовых слоев с различными по форме биогермами. Мощность отложений пржидольского яруса — 145—500 м. Верхняя его граница проводится по подошве несогласно залегающих верхнедевонских пород.

Верхнесилурийские нерасчлененные отложения показаны в Щугорском р-не только в басс. Щугора. Здесь в верхнем силуре выделяется лудловский и пржидольский ярусы.

Лудловский ярус [65] обнажается на р. Щугор ниже устья Гердю и по самой р. Гердю, и представлен переслаиванием мергелей, битуминозных, иногда кремнистых известняков, слоистых доломитовых известняков и органогенных известняков. Встречаются прослои алевроглинистых и глинистых сланцев. Отсюда известны табуляты — *Favosites forbesi* Edw. et Haime, строматопоридеи — *Stromatopora typica* Ros., *Actinostroma* ex gr. *intertextum* Nich., *Clathrodiction* ex gr. *cylindriforme* Riab. и брахиоподы — *Protathyris* cf. *didyma* Dalm., *Spirifer* (*Delthyris*) *elevatus* Dalm., *Howellella parvulus* Tchern et Jakovl. *Pentamerus* cf. *oblongiformis* Nikif., *Merista* ex gr. *upsilon* Vagg. В. П. Липатов на р. Гердю собрал *Squameofavosites* aff. *incredibilis* Chekh. и *Syringopora* aff. *schmidti* Tchern. Выше этой толщи и ниже по р. Щугор прослеживаются известняки, мергели и глинисто-алевритистые сланцы с фауной гребенского горизонта. Мощность 200—500 м. На р. Б. Паток выше устья руч. Бадьяэль, на темных ленточнослоистых доломитах и строматолитовых и строматопоридных доломитизированных известняках с *Clathrodictyon pseudoregulare* Riab. венлокского возраста залегают слоистые, глинистые, органогенные известняки с табулятами — *Parastriatopora* ex gr. *mutabilis* Tchern., *P.*

ex gr. *tebenjkovi* Tchern. и *Actinostroma* ex gr. *intertextum* Nich. Здесь эта толща пород сходна с дурнаюской свитой, развитой в басс. р. Кожим. Более восточные фации лудловских отложений характеризуются несколько большим количеством глинистого или углистого материала. Эти породы обнажаются по р. Щугор ниже устья р. Глубник, представлены черными углисто-глинистыми известняками, мергелями и доломитами с прослоями углисто-глинистых сланцев, содержащими остатки *Conchidium* cf. *vogulicum* (Verp.), *C. ufimicum* Khod. et M. Greiv., *Brooksina* sp. Мощность неизвестна. Лудловские отложения согласно залегают на венлокских и согласно перекрываются пржидольскими.

А. И. Першина [97] в пржидол западного склона Полярного Урала и гряды Чернышева включает два горизонта — гребенской и овинпармский.

В Щугорском р-не пржидольские отложения известны на р. Гердью, в среднем течении р. Щугор, по рекам Б. Паток и М. Паток [65]. Здесь они представлены двумя толщами: нижней, соответствующей гребенскому и верхней — вайгачскому горизонтам.

Нижняя толща (100 м) представлена переслаивающимися между собой глинисто-алевритистыми и органогенно-обломочными известняками, мергелями и подчиненными им глинистыми сланцами и аргиллитами. На р. Щугор эти отложения содержат брахиоподы — *Atrypella scheii* Holt., *A. columbella* Vagr., *A. cf. phoca* Salt., *Collardhyris canaliculata* Wenjuk., *Howellella pseudogibbosa* Nikif. и др., кораллы — *Syringopora* cf. *spinosa* Tchern. S. cf. *schmidti* Tchern., *Favosites similis* Sok., *F. fungites* Sok. и др., остракоды — *Kiaeria kiaeri* Gleb., *Herrmannina* ex gr. *phaseolus* His. и др. Верхняя толща (125 м) сложена плитняковыми известняками, иногда мелкобрекчиевыми, переслаивающимися с темными битуминозными доломитизированными известняками, мергелями и углисто-глинистыми сланцами. На рр. Гердью и Щугор в этой толще содержатся остатки *Briartina* cf. *arctica* Lons., *Syringopora* ex gr. *spinosa* Tchern., *Favosites* ex gr. *interstinctus* Regn., *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* Ročta и др., а на р. Б. Паток — *Herrmannina* ex gr. *phaseolus* His. и др.

А. И. Першина [65] выделяет на р. Б. Паток аналоги вайгачского горизонта (нижняя половина ее овинпармского горизонта), где ею встречена следующая фауна: *Spirifer* (*Howellella*) *angustiplicata* Kozl., *Protathyris* cf. *praecursor* Kozl., *Kiaeria kuliki* Gleb., *Hogmo-chilina formosa* Vagr. и др. Нижняя граница «надлудлова» условна и проводится [65] по появлению фауны, характерной для гребенского горизонта — *Howellella pseudogibbosa* Nikif., *Atrypella phoca* Salt., *A. scheii* Holt. и др. Верхняя граница условно проводится по подошве сотчемкыртинской свиты А. И. Першиной.

*Верхняя турватская свита* ( $S_{2vt}$ ), выделенная С. Н. Волковым, развита на севере Тагильского синклинория. Свита прерывистой полосой до 1 км шириной прослеживается восточнее нижней турватской свиты по рр. Щекурья и Сертынья. Здесь развиты пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые, иногда с оливином (андезито-базальтовые и базальтовые) порфириды, их туфы и туфобрекчии. Реже встречаются спилиты, диабазы, диабазовые порфириды и афириты. В основании свиты прослеживается базальный горизонт туфоконгломератов и полимиктовых гравелитов, песчаников с обломками пород подстилающей нижней турватской свиты [16]. Верхняя граница свиты фиксируется несогласным залеганием люльинской свиты позднего силура — раннего девона. Осадочные и пирокластические породы в составе свиты получили подчиненное развитие. Это позволяет предполагать преимущественно третичные подводные излияния. Общая мощность свиты 500 м.



В пределах района свита не охарактеризована фауной. Лишь в расположенном южнее Северососьвинском р-не, где в верхних горизонтах свиты получили значительное развитие туфы и осадочные породы, иногда с линзами известняков, известна фауна [82], которая позволяет датировать свиту как позднесилурийскую.

Отложения силура (S) показаны нерасчлененными на гряде Чернышева, хр. Енганэ-Пэ и к СВ от него, в бассейне верхнего течения Б. Усы, в Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах.

На гряде Чернышева эти отложения устанавливаются почти на всем ее протяжении. Они расчленяются на более дробные стратиграфические подразделения, сходные с вышеописанными по литологическому составу и характеру фауны.

Силур хр. Енганэ-Пэ в последнее время изучался К. П. Евсеевым по рр. Нияю и Лекелец, где он наиболее полно обнажен и расчленен на ярусы.

Лландоверийский ярус (260 м) известен только по р. Лекелец, где представлен неяснослоистыми доломитизированными известняками с желваками и небольшими линзами черного кремня, которые постепенно исчезают вверх по разрезу. Они условно отнесены к лландовери на основании залегания между фаунистически охарактеризованными отложениями среднего—верхнего ордовика (хантейская свита) и венлокского яруса. Нижняя и верхняя границы лландовери на р. Лекелец не вскрыты.

Венлокский ярус на р. Лекелец (170 м) сложен тонкоплитчатыми известняками с прослоями глинистых сланцев. В средней части этой толщи имеются два сближенных прослоя (до 3 м) темно-серых массивных брекчиевидных известняков с *Aphillum* aff. *socialis* S o s h k., *Favosites* sp., *Leperditidae*. Эта толща условно относится к венлоку, так как согласно перекрывается фаунистически доказанными отложениями лудлова. Нижняя граница венлока на р. Лекелец не вскрыта, а верхняя проводится по подошве брекчиевидных доломитов с лудловской фауной.

Отложения лудловского яруса известны в хр. Енганэ-Пэ по рр. Лекелец и Нияю, где они имеют различный литологический состав и мощность, но более или менее сходный комплекс органических остатков. Лучший разрез лудлова наблюдался по р. Нияю и представлен массивными, реже толстослоистыми доломитами с линзами (12 м×8 м), иногда пластами известняков, содержащих богатую фауну брахиопод, табулят, кораллов, гастропод, криноидей и водорослей, образующих так называемый Нияюский риф, среди которых определены: *Capellinella pirum recondita* sbsp. nov., *T. Modz. et S a p.*, *Brooksina turkestanica* N i k i f., *Br. uralica* T s c h e r n., *Severella magnificaformis* S a p., *Clorinda pseudolinguifera* K o z l., *Atrypa exigua* S a p., *Atrypella linguata* B u c h., *A. renites* B a r r., *A. penitus* K h o d., *Conchidium enticlivatus* S a p., *C. tegularis* T. M o d z. et S a p., *Proreticularia carens* B a r r., *Pasceolus exilis* E i c h w. Фауна указывает на лудловский возраст. Мощность лудлова по р. Нияю 400 м.

Отложения лудловского яруса по р. Лекелец существенно отличаются от только что описанных наличием в основном глинистых, петельчатых известняков и кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Состав пород характерен не для Елецкой, а для Лемвинской фациальной зоны, что указывает на наличие переходных фаций между этими зонами. Мощность лудлова по р. Лекелец 140 м. Нижняя граница лудловского яруса по р. Лекелец проводится по подошве нижнего брекчиевидного известняка с лудловской фауной, а верхняя — по подошве брекчиевидного известняка с пржидольской фауной.

Пржидольский ярус рр. Нияю и Лекелец, так же, как и лудлов, имеет различную характеристику. На р. Нияю «надлудлов» характеризуется известняками и доломитами, а на р. Лекелец, по данным

К. П. Евсева, представлен глинистыми петельчатыми известняками, нередко с прослоями криноидных и брекчиевидных известняков с *Conchidium* sp., *Atrypella linguata* Buch., *Gypidula* sp., *Proreticularia carens* Vagr., *Favosites* sp., *Heliolites* sp. и др. Мощность пржидольского яруса по р. Лекелец 220 м. Нерасчлененные отложения силура развиты также в бассейне верховий рек Б. Усы и М. Усы. Отложения на р. Б. Уса представлены, по данным В. Я. Устинова, мраморизованными известняками с прослоями черных углисто-глинистых сланцев. В известняках М. Н. Парханов обнаружил фауну: *Chonophyllum* sp., *Conchidium* cf. *biloculare* Linne, *Barandella krasnopolski* Tschertn., *Atrypella camelina* Buch., встречающуюся как в венлокском, так и лудловском ярусах.

В Ижма-Печорской впадине нерасчлененные отложения силура присутствуют повсеместно, за исключением локальных погребенных выступов фундамента (типа Кипиевского). Разрез изучен по кернам многочисленных скважин. Силуру здесь отвечает глинисто-карбонатная васкерская свита. Она залегает, по-видимому, со стратиграфическим несогласием на ордовике (?) и угловым несогласием перекрывается отложениями среднего девона. Западная граница силура проходит параллельно западной рамке листа, в 20—25 км к В от нее. Глубина залегания отложений (по кровле) меняется от 2200 м на западе до 3000 м на востоке. Мощность и стратиграфический объем силура увеличивается в том же направлении вследствие последовательного наращивания верхних горизонтов: в скв. Малая Пера-1 присутствует лишь нижняя пачка васкерской свиты (50 м), а в скв. Исаково-5 последняя представлена в полном объеме и мощность ее превышает 500 м.

Васкерская свита расчленяется на пять пачек (снизу вверх): песчано-карбонатную, нижнюю пачку пестроцветных мергелей, ангидритодоломитовую, верхнюю пачку пестроцветных мергелей и известняково-доломитовую. В скв. Мичаю-23 (непосредственно к Ю от рамки листа) из известняково-доломитовой пачки с глубины 2641—2645 м были определены М. И. Першиной лудловские брахиоподы: *Delthyris elevatus* Daln., *D. magnus* Kozl., *Didymothyris* ex gr. *didyma* Daln., *Atrypella prunum* His. По скв. Нарьян-Мар-1 (западнее рамки листа) в нижней пачке пестроцветных мергелей с глубины 3533—3538 м был определен комплекс остракод: *Herrmannina* aff. *nana* Abushik., *Beyrichia* (*Beyrichia*) aff. *kloedeni* Mc Coy, *Leiocyamus* sp. По заключению А. Ф. Абушик, приведенный комплекс характерен для нижнего силура, точнее — для венлокского яруса. Из той же пачки по скв. Мичаю-16 с глубины 2699—2702 м Г. В. Солопекиной определены: *Beyrichia* (*Velibeyrichia*) aff. *potaquum* Abusch., *B.* (*Eobeirichia*) aff. *mirabilis* Abusch., распространенные в венлокском и лландоверийском ярусах.

По фауне в составе васкерской свиты выделяются нижний и верхний силур с границей по подошве верхней известняково-доломитовой пачки. Последняя отвечает лудловскому ярусу; верхняя пачка пестроцветных мергелей выделяется как венлокский ярус; три нижних пачки васкерской свиты условно отнесены к лландоверийскому ярусу.

В Колво-Печорской впадине отложения силура известны по разрезу Усино-Кушнорской параметрической скважины, пробуренной на границе с грядой Чернышева. В интервале глубин 2468—2326 м скважина вскрыла верхний силур, представленный серыми и буроватыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами — мелко-среднезернистыми массивными с темными битуминозными примазками. Встречаются прослой глинистого доломита и доломитового мергеля. В известняках присутствуют верхнесилурийские остракоды: *Leperditia* aff. *elongata* Peetz., *Welleria* aff. *welleri* Ulr. et Vassl. В центральной части Колво-Печорской впадины, на Усино-Колвинской структуре скважины под отложениями среднего девона вскрыли мощную (800 м)

толщу карбонатных пород, в верхней части которой по фауне остракод и брахиопод предполагаются нижнедевонские отложения (лохковский ярус). Нижняя часть этой толщи, возможно, отвечает верхнему силуру.

## СИЛУРИЙСКАЯ — ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Отложения этого возраста развиты в Лемвинской (харотская свита) и в Тагило-Магнитогорской (соимюганская и люльинская свиты) фациальных зонах.

*Харотская свита* (S—D<sub>1hr</sub>) распространена на незначительных площадях, в ее разрезе отсутствуют маркирующие горизонты. Свита представлена переслаиванием кремнистых, кремнисто-глинистых, углисто-глинистых и глинистых сланцев, иногда с прослоями петельчатых и плитчатых известняков. Она распространена в Лемвинском и Карско-Лядгейском районах.

В Лемвинском р-не свита наиболее широко распространена в басс. рр. Ельца и Паги. На остальной территории она встречается либо в виде отдельных пятен среди отложений различного возраста, либо вместе с породами ордовика, девона и карбона слагает участки со сложным чешуйчатым строением (рр. Б. Хойла, Харота и руч. Молудож — приток р. Кокпела).

В составе свиты по многочисленным остаткам граптолитов выделяются [42, 68] лландоверийский, венлокский и лудловский ярусы, а также пржидольский, и в последнее время по остаткам кониконхов — нижний девон.

Отложения нижнего девона (верхи харотской свиты) в Лемвинском р-не распространены по р. Харота и ее притокам, где представлены тонкоплитчатыми мелкопетельчатыми известняками, глинистыми сланцами, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами. В петельчатых известняках встречены кониконхи из родов: *Styliolina*, *Variella*, *Alaina*. По заключению Г. П. Ляшенко, эти кониконхи являются новыми видами, и по ним можно определить возраст лишь в широких пределах (ордовик — нижний девон). По сборам А. И. Водолазского В. В. Макарихин установил *Styliolina* sp., *Nowakia* sp. и *Viriarellina* sp., позволяющие, по мнению А. И. Водолазского, определять возраст пород в пределах нижнего — среднего девона. По сборам К. П. Евсеева В. В. Макарихин определил следующие формы: *Styliolina minuta* В о у ч е к, *S. cyathus* М а к а р и ч. sp. nov., *S. domanicense* G. L j a s c h., *Nowakia sulcata aculeate* R o e m., *N. boreale* М а к а р и ч. sp. nov., *Acieula aculeata* K l i s h., *Alaina evseevi* М а к а р и ч. sp. nov. Эти формы, по заключению В. В. Макарихина, являются среднедевонскими. Мы, исходя из заключения Г. П. Ляшенко, исключаем среднедевонский возраст пород, содержащих в Лемвинском р-не кониконхов. Нижний возрастной предел рассматриваемых отложений определяется залеганием их выше кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев (р. Харота), содержащих граптолиты пржидола. Поэтому рассматриваемая толща, скорее всего, относится к нижнему девону. Мощность пород нижнего девона, по данным А. И. Водолазского, около 150 м. Мощность харотской свиты 520 м.

В Карско-Лядгейском районе в бассейне верхнего течения р. Кара отложения харотской свиты расчленены на лландоверийский и венлокский ярусы. Стилиолины, характерные для девона, здесь не встречены.

Лландоверийский ярус (30 м) на р. Кара (каньон в ее верховьях) представлен светло-серыми глинистыми петельчатыми известняками с линзами темно-серых до черных кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев с многочисленными остатками граптолитов *Stomatograptus* sp. indet., *Monograptus* ex gr. *pridon* В р о н н., *Monoclimacis linnarsoni*

Tulb., *Oktavites spiralis* Geinitz. Возраст датируется как верхний лландовери. Нижняя и верхняя границы отложений лландовери остались невыясненными из-за тектонических разрывов.

Венлокский ярус (20 м) на р. Кара представлен светло-серыми петельчатыми известняками, содержащими линзы черных и темно-серых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, содержащих следующие граптолиты: *Pristiograptus* sp. indet., *Monograptus testis* Вагг., *M. Flemingi* Salter, *Cyrtograptus radians* Тогпг. Возраст отложений по граптолитам — верхи венлока.

Верхний силур (80 м) по р. Кара представлен светло-серыми с голубоватым оттенком петельчатыми плитчатыми известняками с многочисленными остатками ортоцератит: *Michelinoceras michelini* Вагг., *M. currens* Вагг., *M. squamatum* Вагг., *M. thyrsus* Вагг., *M. simile* Вагг., *Kopaninoceras halli* Вагг., *K. darsatum* Вагг., *K. evanescens* Вагг., *K. jucundum* Вагг. По заключению Т. Н. Киселева, комплекс наутилоидей близок к верхнесилурийским формам Баррандиена Чехословакии (копанинские и пржидольские слои). Некоторые виды описаны из верхнего силура Средней Азии и Кавказа. Нижняя и верхняя границы верхнего силура не известны.

*Люльинская свита* ( $S_2-D_{11l}$ ) прослеживается по рр. Артынья и Б. Люля полосой шириной до 2—2,5 км, непосредственно восточнее выходов верхней турватской свиты. Свита выделена в 1961 г. С. Н. Волковым по р. Б. Люля. В ее составе получили развитие пироксеновые (базальтовые), плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые (андезитобазальтовые) порфиры, диабазы, их субщелочные разновидности, спилиты (в виде шароховых лав), и существенно натровые ортофиры и их туфы. Ортофиры тяготеют к верхней части разреза. Кроме того, довольно широко распространены туфолавы, полимиктовые конгломераты, гравелиты и песчаники, туфовые и кремнистые сланцы, известняки.

Нижняя граница люльинской свиты устанавливается по следам размыва (туфовые и граувакковые песчаники) пород подстилающей верхней турватской свиты [16]. В верхах свиты (выше ортофиров) среди вулканитов основного состава и туфопесчаников по р. Б. Люля встречены линзы известняков мощностью до нескольких метров с колониями *Rhizophyllum gothlandicus* Роем. Осадочно-вулканогенные образования с линзами известняков согласно перекрыты массивными известняками с *Karpinskia conjugula* Тсхегп. В этом разрезе наблюдается постепенный переход силура к нижнему девону. Все изложенное позволяет относить люльинскую свиту к позднему силуру — раннему девону. На востоке люльинская свита граничит с отложениями эйфельского яруса среднего девона, залегающими на ней с отчетливым стратиграфическим перерывом. Мощность свиты 300 м.

*Соимюганская свита* ( $S_2-D_{1sju}$ ) распространена на небольших площадях в северной части Войкарского синклиория (среднее течение р. Хараматолоу, район к ЮЗ от оз. Хойлаты по р. Соимюган, руч. Ленью и др.). Свита впервые выделена В. В. Маркиным [36]. В составе свиты преобладают уралитизированные пироксен-плагиоклазовые порфиры и их туфы, иногда с редкими небольшими линзами и включениями известняков. Широко распространены альбитофиры, кварцевые альбитофиры и их туфы. Встречены туфопесчаники и туффиты, редко — спилиты.

Нижняя граница соимюганской свиты фиксируется резким угловым несогласием [95]. Остатки брахиопод — *Leptaena bitubirosa* Ггупе п., *L. sp.*, *Atrypa* sp., ругоз, имеющих сходство с *Rhizophyllum*, дают возможность определить возраст свиты ориентировочно от верхов лудлова до нижнего девона включительно. Среди слоистых туфоалевролитопесчаников, туффитов, туфов, туфобрекчий, порфиритов встречены небольшие включения и линзы известняков с *Lissatrypa* aff. *kuschwensis*

Tschern, *Platyceras* sp., и *Entomis* sp. Эти формы чаще всего встречаются в слоях, лежащих над лудловом. Верхняя граница не установлена. Мощность — первые сотни метров.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские образования в данном районе развиты на Урале и в Печорской низменности. В Западном субрегионе Урала девон приурочен к Западной и Восточной фациальным зонам. В каждой зоне выделены подзоны: в Западной — Урюкско-Айская и Зигано-Шарьинская, в Восточной — Зилаиро-Елецкая и Колво-Вишерская, которые подразделяются на районы с определенными типами разрезов [124]. Наиболее полные разрезы морских, преимущественно карбонатных отложений большой мощности свойственны Усинскому, Верхне-Кожимскому и Щугорскому р-нам Зилаиро-Елецкой фациальной подзоны. Неполнота разрезов, терригенный состав пород и сокращенные мощности отличают девонские отложения Лемвинского и Овин-Пармского р-нов Колво-Вишерской фациальной подзоны. Отсутствие нижедевонских и значительной части среднедевонских отложений наблюдается в районе гряды Чернышева Зигано-Шарьинской фациальной подзоны.

В Печорской низменности девонские отложения приурочены к Печорской гряде, Ижма-Печорскому и Колво-Печорскому фациальным районам.

### Нижний отдел

Отложения этого возраста выделены на геологической карте в Верхне-Кожимском, Усинском и Щугорском р-нах Урала, а также вскрыты скважинами в Колво-Печорском р-не Печорской низменности. В Верхне-Кожимском р-не нижний девон известен в пределах антиклинали Малды-Нырды и в верховьях р. Лемва, где представлен массивными доломитизированными известняками и светло-серыми, желтоватыми, часто пестрыми доломитами с *Karpinskia conjugula* Tschern, *Carinata* ex gr. *arimaspa* Eichw., *Eospirifer* cf. *sergaensis* Khod., *Nymphorhynchia pseudolivonica* Barr., *Cyclocyclicus* ex gr. *carinatus* Yelt., *Pentagonocyclicus* ex gr. *verrucosus* Yelt., *P. flexus* Yelt., характерные для кобленцкого яруса. Граница силура и девона условна и проводится внутри карбонатной толщи. Кобленцкий ярус согласно перекрывается известняками малобетьюской свиты. Мощность 400 м.

Нижний девон в Усинском р-не известен по рр. Б. Уса и Лекелец. В басс. Б. Усы Г. А. Чернов [140] выделяет жединский ярус, сложенный брекчиевидными доломитизированными известняками, темно-серой известняковой брекчией, серыми пятнистыми известняками и массивными серыми и желтовато-серыми доломитами с *Gypidula saumaensis* Khod., *Clorindina perdecora* Khod., *C. toschemkaensis* Khod., *Plectatrypa* cf. *marginalis* Daln., *Atrypa moldavantzevi* Khod., мощность 170 м. К кобленцкому ярусу условно относится толща массивных и толстослоистых доломитов, местами конгломератов и брекчиевидных мощностью 110 м, постепенно переходящих в перекрывающую их толщу слоистых доломитов, относимых им к эйфельскому ярусу. Нижняя граница девона здесь не выяснена, но близость выходов пород силура и девона и их полное литологическое сходство позволяют допускать постепенный переход одних в другие. В басс. р. Лекелец известны отложения обоих ярусов нижнего девона. Жединские отложения внизу представлены тонкослоистыми серыми известняками и темно-серыми, до черных, глинистыми, известково- и кремнисто-глинистыми сланцами с *Plectatrypa*

cf. *marginaloides* Nal., *Uncinulus* aff. *princeps* Вагг., мощность 100 м. Верхняя часть разреза сложена чередующимися тонко- и среднеслоистыми доломитизированными известняками с *Eospirifer* ex gr. *irbitensis* Tschern., *Karpinskia* cf. *vagranensis* Khod., *Punctatrypa* ex gr. *granulifera* Вагг. и более плотными, скрытокристаллическими полосчатыми известняками, мощность 30—35 м. Кобленцкий ярус представлен серыми и темно-серыми доломитизированными известняками и доломитами (мощность 260 м) с *Karpinskia conjugula* Tschern., *Carinata arimaspa* Eichw., *Nymphorhynchia pseudolivonica* Вагг., в верхней части разреза — *Fasciphylllum* cf. *pet-schorense* Soshk., *Pachyfavosites lucidus* Janet, *Syringopora* cf. *gigantea* Sok., крупные колпачковидные пелециподы *Hercynella*. Нижнедевонские отложения басс. р. Лекелец постепенно переходят в эйфельские и граница проводится в 20 м выше слоя с массовым скоплением раковин *Hercynella*. Мощность 268—365 м.

В Щугорском р-не толща слоистых плитняковых известняков, иногда мелкобрекчиевых, переслаивающихся с темными битуминозными доломитизированными известняками, мергелями и углесто-глинистыми сланцами, мощность 125 м, выделена А. И. Першиной как бадьюская свита и отнесена к нижнему девону, а позднее А. Г. Кондияйн — к верхнему силуру. По данным А. Г. Кондияйн [65] в толще содержатся *Protathyris* sp., *Lissatrypa* sp., *Briartina* cf. *arctica* Lons., *Kiaeria* sp., *Hermannina* sp., *Syringopora* ex gr. *spinosa* Tschern., *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* Pöcta и др. Эта толща сопоставляется с вайгачским горизонтом и отнесена в последнее время А. И. Першиной [97] к нижнему жедину. Выше [65] в центральной части Щугорского р-на развита сотчемкыртинская свита, представленная известняками, известковистыми доломитами, глинистыми доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов и известняковых брекчий мощностью около 240 м. На северо-востоке района (о. Давди на р. Б. Паток) на доломитах с прослоями мергелей и брекчиевидных известняков нижней толщи сотчемкыртинской свиты трансгрессивно залегает толща доломитовых брекчий давдиской свиты мощностью 30—60 м. Кровля давдиских брекчий и верхней толщи сотчемкыртинской свиты закарстована и покрыта маломощной охристой корой выветривания. Выше следует пестрая толща среднедевонских песчаников, алевролитов, аргиллитов, доломитовых мергелей с гравелитами в основании.

В Колво-Печорском р-не к нижнему девону условно отнесена глинисто-карбонатная толща мощностью более 600 м, вскрытая скважинами на Усино-Колвинской структуре. В ее составе преобладают сероцветные известняки и известковые аргиллиты, сверху присутствуют доломиты, сульфаты. На основании фауны остракод *Leperditellina abunda* Pol., *Cornikloedeni althi* Krand., *Healdianella clara* Pol., *Aparchitellina fissurelliformis* Pol., *Aparchitites messleriiformis* Pol., брахиопод *Deltahyris* aff. *lovensis* Khod., *Protathyris praecursor* Kozl., *Stropheodonta* (*Brachyprion*) *subinterstitialis* Kozl. и водорослей: *Trochyliscus ukrainicus* Gиг., *T. rotundus* Gиг. Л. И. Филиппова отнесла эту толщу к локковскому ярусу нижнего девона. Возможно, в ее составе присутствуют и отложения верхнего силура.

### Нижний — средний отделы

Среди этих образований выделяются: лекелецкая и налиматинская свиты, нижний девон и эйфельский ярус среднего девона.

*Лекелецкая свита* (D<sub>1-2</sub>l<sub>je</sub>) распространена на севере Лемвинского р-на, на рр. Елец, Лекелец, Нияю. Установлена К. Г. Войновским-Кригером в 1942 г. [15]. Свита представлена серыми, темно-серыми и черными

глинистыми сланцами с прослоями и небольшими линзами темного плотного известняка, встречаются прослои светло-серого, серого и желваковатого скрытокристаллического известняка (р. Елец), небольшие рифогенные тела. Сланцы и известняки секутся многочисленными жилами кварца, реже кальцита. По фауне (р. Елец) устанавливаются нижнедевонские отложения с *Sieberella* cf. *sieberi* Buch, *Nymphorhynchia* cf. *pseudolivonica* Вагг., *Carinatina* ex gr. *arimaspa* Eichw., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Punctatrypa grünenwaldti* Tschern. и др.; эйфельские отложения — *Gypidula* cf. *pseudoacutolobata* Ržon., *Plectatrypa* cf. *ossa* Nal., *Dentatrypa* cf. *kolymensis* Nal.; живетские отложения (темно-серые до черных, слоистые, плотные, мелкокристаллические известняки) — с брахиоподами *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *Gypidula biplicata* Schnur., трилобитами *Phacops* (*Phacops*) *granulatoides* Z. Max., *Aulacopleura* (*Pataulacopleura*) *uralica* Z. Max., гониатитами *Wedekindella psittacina* Whidb., *Werneroceras uralicum* Vog., *Pseudofoordites hyperboreus* Vog. Фауна живетского возраста приведена в работе Г. А. Чернова [140], среднедевонского — в работе К. Г. Войновского-Кригера [15]. Мощность пачки известняков 40 м (по Г. А. Чернову — 20 м, по К. Г. Войновскому-Кригеру — 65 м). Последний считает известняки обрывком переходных фаций между елецким и лемвинским комплексами эпохи среднего девона. Фациальные изменения лекелецкой свиты наблюдаются в Нияюской депрессии, где значительно развиты известняки (480 м), по данным К. Г. Войновского-Кригера, в низах (330 м) — темно-серые толстослоистые, местами доломитизированные, с прослоями темно-серых глинистых сланцев, а в верхах (150 м) — рифогенные, с *Pseudoamplexus bohemicus* Вагг., *Spongophyllum sedjwicki* Edw. et Heime?, *Pseudohonophyllum pseudoheliantoides* Scherz., *Fasciphyllum manipulatam* Роџта, указывающими, по заключению Е. Д. Сошкиной, на кобленско-эйфельский возраст. О. В. Суздальский, В. М. Гуменов, М. И. Бельтюкова, А. И. Аронов нижне-среднедевонские известняки Нияюской депрессии относят не к лекелецкой свите, а к «нормальному для западного склона Урала елецкому комплексу» фаций и сопоставляют с подтакатинской частью девона верховий р. Печоры. Нижняя граница лекелецкой свиты условно проводится по кровле петьельчатых известняков [42], лиловых и зеленых филлитовидных сланцев со стилиолинами, относящихся к харотской свите силура — нижнего девона. Мощность свиты 500—1000 м.

*Налиматинская свита* ( $D_{1-2nt}$ ) развита в восточной и южной частях Войкарского р-на по рекам Нелкаюган и Танью. В. В. Маркин первоначально, в 1958 г., выделил налиматинскую толщу, затем — одноименные слои в составе войкарской свиты (нерасчлененный нижний девон и эйфель). В качестве свиты эти слои впервые определились в работе А. С. Перфильева [95]. В результате геологосъемочных работ в Войкарском р-не площадь распространения свиты расширилась в связи с присоединением к этой свите литологически сходных, но более метаморфизованных пород таньинской свиты. Литологически близка к налиматинской свите выделенная Н. И. Литовченко на севере Войкарского р-на также нижняя подсвита малоуральской свиты. Для свиты характерно широкое развитие слоистых, нередко ленточных, туфопесчаников с линзами туфоконгломератов, туфоалевролитов, туфосланцев, кремнистых сланцев и туффитов. Менее распространены вулканиты, среди которых преобладают туфы, нередко агломератовые ксенотуфы, туфобрекчии андезито-базальтовых и диабазовых порфиритов. Встречаются диабазы, спилиты и альбитофиры (верхнее течение р. Нелкаюган), небольшие линзы рифогенных известняков. В верхних горизонтах появляются сургучного цвета глинисто-кремнистые и яшмовидные породы. В прослоях глинистых известняков В. В. Маркин обнаружил кораллы — *Tryplasma* ex gr. *devoniana* Sosch., часто встречающиеся в

кобленцском ярусе, что позволяет определить нижнюю границу рассматриваемой свиты. В верхней части разреза найдены брахиоподы — *Carinata aff. arimaspa* Eichw., *Gypidula* ex gr. *acutolobata* Sandb., *G.* ex gr. *procerula* Barr. и др.; криноидеи — *Hexacrinus aff. echinatis* Sandb.

На юге района в среднем течении р. Нелкаюган налиматинская свита (более 300 м) представлена глинисто-кремнистыми туффитами, переслаиваемыми с алевролитами и песчаниками. Последние включают многочисленные линзы (мощность до 50 м) известняков с брахиоподами *Carinata arimaspa* Eichw., *Gypidula ivdelensis* Khod., *Eospirifer irbitensis* Tschern., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Puncta grünevaldti* Tschern., *Dentatrypa kolymensis* Nal., *A. granulifera* Barr., *Theodossia karmanovi* Khod., *Delthyris mansy* Khod. и др.; кораллами — *Grypophyllum striatum* Soshk., *Fasciphyllum orientale* Soshk., *Favosites (Pachyfavosites?) basalticus* Goldf. и др. Нижняя граница свиты не установлена, верхняя фиксируется по трансгрессивному залеганию дзюляварчатинской свиты.

*Нижний отдел — эйфельский ярус среднего отдела (D<sub>1</sub>—D<sub>2e</sub>)* распространены на севере Хулгинского р-на по р. Тыкотлова. Они представлены рифогенными серыми и светло-серыми массивными известняками внизу с фауной: \* *Stromatopora uniensis* Riab., *Clathrodictyon uniense* Riab., *Wilsonella princeps* Barr., *W. vijaica* Khod., *Spirigerina marginalis* Daln., *Karpinskia vagranensis* Khod., *Delthyris tenuisus* Khod. (определения С. Н. Волкова); сверху (зона *Pugnoides operosa* и *Karpinskia conjugula*) с остатками *Wilsonella princeps* Barr., *Atrypa mala* Khod., *A. vijaica* Khod., *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Eospirifer sargaensis* Khod. В басс. р. Хулга известняки нижнего девона перекрыты мощной толщей известняков эйфельского яруса с брекчиевидными криноидными известняками и следами размыва в основании. По р. Тыкотлова в известняках встречена фауна: *Gypidula ivdelensis* Khod., *Clorindina eifliensis* Stein., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Septalaria subtransuralica* Khod., *Atrypa granulifera* Barr., *Carinata arimaspa* Eichw., *Theodossia karmanovi* Khod. Мощность нижнего девона и эйфеля — несколько сотен метров.

## Средний отдел

Отложения представлены эйфельским и живетским ярусами, нерасчлененными отложениями, варчатинской свитой.

*Эйфельский ярус (D<sub>2e</sub>)* широко распространен в басс. р. Хулга и представлен светло-серыми массивными рифовыми известняками (мощность несколько десятков метров) с брекчиевидными криноидными известняками в нижних горизонтах. Эти отложения со следами размыва [16] залегают на известняках нижнего девона. По р. Хальмерью эйфельскому ярусу принадлежат светло-серые доломитизированные известняки с *Camarotoechia coronata* var. *tenuiplicata* Khod., *Carinata arimaspa* Eichw., *Alveolites fornicatus* Schl., *Amphipora vesiculosa* Egn., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk.

В басс. рр. Ятрия и С. Сосьва (север Тагильского р-на) отложения эйфельского яруса трансгрессивно залегают на разных горизонтах более древних отложений. По р. Люля в основании этих отложений залегают конгломераты, гравелиты и полимиктовые песчаники с гальками и обломками силурийских, отчасти позднесилурийско-раннедевонских

\* Здесь и ниже для эйфельского, живетского ярусов приведена фауна по спискам из VI тома «Стратиграфии СССР».



осадочных и вулканогенных горных пород, обычно сцементированных карбонатом [16]. В конгломератах по р. С. Сосьва встречена галька известняков с *Atrypa granulifera* Вагг., *Karpinskia conjugula* Тschern. нижнего девона и верхнесилурийских известняков с *Lissatrypa linguata* Висх. Конгломераты и песчаники по р. Б. Люля постепенно переходят в вышележащую толщу (200 м) светлых, иногда розоватых известняков с *Gypidula ivdelensis* Khod., *Uncinulus parallelepipedus* Вгопп., *Dentatrypa kolymensis* Nal., *Karpinskia fedorovi* Тschern. Эйфельские известняки в басс. р. Ятрия без видимого перерыва переходят в вышележащие строматопоровые известняки живетского яруса.

*Живетский ярус* ( $D_{2gv}$ ) широко развит в басс. р. Хулги и представлен рифовыми известняками мощностью несколько сотен метров. По р. Тыкотлова и на северо-востоке верхи разреза (мощность—первые сотни метров) представлены преимущественно туфами базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов; низы (мощность—несколько сотен метров) — серыми и темно-серыми доломитизированными, мраморизованными известняками с фауной *Emanuella* cf. *pseudopachyryncha* Тschern., *Elytha fimbriata* Сопр., *Astrophyllum petschorense* Сосhk., *Fasciophyllum orientale* Сосhk., *Columbaria vulgaris* Сосhk., *Favosites bijaenses* Sok., *F. goldfussi* Орб., *Stromatopora concentrica* Goldf. По р. Хальмерью в доломитизированных известняках собраны *Stringocephalus burtini* Defr., *Amphipora ramosa* Phill. По рр. Тыкотлова, Хальмерью известняки эйфеля и живета тесно связаны и резкой границы между ними нет. Живетские отложения в басс. р. Хулги перекрыты галактионовской свитой, и характер их соотношений не выяснен. В басс. р. Ятрия к живетскому ярусу условно отнесены [16] серые и темно-серые строматопоровые известняки (100 м) с прослоями кремнистых, кремнисто-глинистых и туфовых сланцев, полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов, местами — согласные тела (мощность несколько десятков метров) диабаз- и андезито-базальтовых порфиритов и их туфов. Известняки охарактеризованы фауной *Stromatopora concentrica* Goldf., *Amphipora ramosa* Phill. *Columnaria quadriseptata* Сосhk.

*Варчатинская свита* ( $D_{2vr}$ ) распространена на северо-западе Войкарского р-на полосой шириной до 4—6 км, где слагает хр. Янастэре. Свита выделена В. В. Маркиным [36, 78], который датировал ее как эйфельскую. С учетом других материалов [95] в состав свиты включены литологически идентичные верхнемусюрские слои варчатинской свиты и нижнемусюрские слои таньинской свиты [78], ранее без достаточных оснований считавшиеся соответственно раннедевонско-эйфельскими и позднесилурийско-раннедевонскими. Более высокий метаморфизм нижнемусюрских слоев обусловлен контактовым воздействием гранитоидов конгорского комплекса. В состав свиты включены также рифогенные известняки хр. Янастэре, тесно связанные с вулканитами. В. В. Маркин относил их к дзюляварчатинской свите эйфельского возраста.

По объему и составу слагающих пород варчатинская свита, по данным Н. И. Литовченко и В. А. Романенкова, в пределах хр. Янастэре отвечает нижней подсвите малоуральской свиты. В основании свиты залегают темно-серые мраморизованные рифогенные известняки (100 м), наиболее широко развитые на юго-востоке хр. Янастэре, в нижних горизонтах встречаются конгломератовидные разности. Выше залегает толща вулканитов (200—250 м), в подошве которой фиксируются маломощные прослои пепловых кристаллокластических или псефитовых, нередко известковистых, туфов, андезитовых или андезито-базальтовых порфиритов, чередующихся с известковистыми туфопесчаниками и туфоалевролитами. Преобладающую часть толщи составляют глыбовые агломератовые туфы андезитовых и андезито-

базальтовых, реже дацито-андезитовых порфиритов. Среди туфов часто встречаются обломки и включения известняков (ксенотуфы), иногда более крупные линзовидные и неправильной формы тела последних. В. В. Маркин [78] допускает возможность фациального замещения рифогенных известняков вулканитами. В толще известняков В. В. Маркин выделяет три пачки; из средней пачки приводит брахиоподы: *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Clorindina pseudolinguifera* var. *oschica* Nikif., *Gypadula* ex gr. *ivdelensis* Khod., *Dentatrypa kolymensis* Nal., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Stropheodonta uralensis* Vern. Известняки нижней (криноидной) и средней пачек иногда разделены туфами и туфобрекчиями андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. В третьей пачке преобладают битуминозные разности темно-серого цвета, в которых обнаружены [78] *Favosites* ex gr. *placenta* Rom., *F. osteruscus* Frech. и др.; *Grypophyllum striatum* Soshk., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Tryplasma devoniana* Soshk. и др.; *Cupressocrinus minor* Elt. sp. nov., *C. abbreviatus* Qunst., *C. crassus* Goldf.; *Clathrodictyon primordium* Javog. var. *grandis* Javog. Нижняя граница варчатинской свиты неизвестна. Верхняя определяется трансгрессивным налеганием мусюрской свиты. Мощность свиты 300—350 м. Приведенный разрез варчатинской свиты близок к разрезу среднепалеозойских образований смежного Хулгинского р-на, где над мощной толщей рифогенных известняков нижнего девона, эйфеля и живета залегают туфы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов.

*Нерасчлененные отложения среднего девона (D<sub>2</sub>)* распространены в Усинском, Верхне-Кожимском, Щугорском и Овин-Пармском р-нах, а также в районе гряды Чернышева.

Отложения Усинского р-на представлены карбонатными породами, относящимися к эйфельскому и живетскому ярусам. Выходы их прослеживаются по Б. Усе и М. Усе, Аячье и Лекельцу.

В эйфельском ярусе различают ниже- и вышеэйфельские подъярусы; к нижеэйфельскому подъярису [124] относятся отложения, подстилающие вязовский горизонт. Нижеэйфельские отложения на р. Лекелец представлены переслаивающимися плотными светло-серыми, серыми и темно-серыми доломитами, доломитизированными известняками, светло-серыми и серыми известняками с *Favosites regularissimus* Yapet., *Mölleritia* cf. *obliqua* Abush. Мощность 195 м. Вышеэйфельские образования Г. А. Чернов подразделяет по палеонтологическим данным на койвенский и бийский горизонты, а вязовский горизонт относит к нижеэйфельскому подъярису. Вязовские отложения постепенно сменяют нижеэйфельские и представлены карбонатными и терригенными породами. На восточном склоне хр. Енганэ-Пэ вязовский горизонт (110 м) сложен светлыми и темными слонстыми доломитизированными известняками и доломитами в нижней части, чередованием известняков и доломитизированных известняков с темно-серыми глинистыми сланцами в верхней части. На западном склоне хребта — это чередование (28 м) доломитизированных известняков, черных глинистых известняков и кварцитовидных песчаников с фауной *Mölleritia quadrigibbera* Abush., *M. cf. egorovi* Abush., *M. cf. obliqua* Abush., *Eomölleritia* sp., *Leperditia planula* Abush., *Aparchitellina adrianovae* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Knoxiella inserica* Pol., *K. akbutaensis* Rozhd., *Cavellina vilvaensis* Pol., *Leperditellina abunda* Pol., *Baschkirina suaris* Rozhd., *Chaetetes* cf. *tenuis* Frech., *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Pseudozonophyllum* cf. *versiforme* Soshk., *Amphipora* ex gr. *uralensis* Jav. Г. А. Чернов приводит *Amphipora* ex gr. *ramosa* Phill., *A. ramosa* Phill. var. *minor* Riab., *Atelodiction* cf. *aggregatum* Lec. и фораминиферы *Parathuramina* ex gr. *spinosa* Lip., *P. paulis* Byk., *P. cushmani* Sul., *P. brazhnikovae* Vdov., *Vicinesphaera* cf. *angulata* Anit.

Вязовские отложения постепенно сменяются переслаивающимися серыми, темно-серыми слоистыми плотными скрытокристаллическими детритовыми, комковатыми известняками, доломитизированными известняками, черными глинистыми известняками, темно-серыми, буроватыми, черными глинистыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками койвенского и бийского горизонтов. К койвенскому горизонту относится нижняя часть толщи (28—36 м) с фауной брахиопод — *Elytha* cf. *pseudoaculeata* Ržop., пелеципод — *Modiomorpha tschernovi* V. Kul.; остракод — *Leperditellina abunda* Pol., *Vornina inventa* Rozhd., *Marginia ollii* Rozhd., *Bairdsallella baschkiriana* Rozhd. и др. К бийскому горизонту относится верхняя часть толщи (34—40 м) с обильной и разнообразной фауной: ругозы — *Digonophyllum* (*Uralophyllum unicum* Soshk.), *Keriophylloides* cf. *astraliiformis* Soshk., *Pseudozonophyllum versiforme* Margk.; табуляты — *Favosites bijaensis* Sok., *F. goldfussi* Orb., *Pachyfavosites tumulosus* Janet, *Alveolites naliokini* Sok., *Caliapora uralica* Janet, *Syringopora eifelensis* Schlüt., *Chaetetes magnus* Lec.; брахиоподы — *Conchidiella pseudobaschkirica* Tschern.; пелециподы — *Paracyclas giganteus* V. Kul., *Phenacocyclus antiqua* Goldf. Мощность эйфельских отложений 150—340 м.

Живетские отложения по р. Лекелец представлены известняками и доломитизированными известняками (265 м). В нижней части разреза серые мелкозернистые плотные известняки чередуются со светло-серыми доломитизированными известняками; встречаются серые, розовато-серые и полосчатые серо-белые мраморовидные известняки с небольшими линзами и прослоями (0,6 м) голубых и синевато-голубых аргиллитов. В основании залегают серые органогенные кораллово-строматопоровые известняки с тончайшими прослойками стально-серых глинистых сланцев по неровным, бугристым поверхностям напластования. Фауна: табуляты — *Pachyfavosites* cf. *tumulosus* Janet, *Thamnopora* cf. *polyforata* Schloth., *Gracilopora* cf. *vermicularis* Mc Coy, *Alveolites* cf. *goldfussi* Bill. и др., определяет, по заключению Ф. Е. Янет, живетский возраст. Верхняя часть толщи сложена серыми до темно-серых слоистыми известняками с остатками шаровых строматопор и тонкими белыми трубочками (*Amphypora*?) с тонкими прослоями доломитизированного известняка с *Undispirifer* ex gr. *undiferus* Römert., *Reticulariopsis* sp. Кровля живетских пород не вскрыта.

В Верхне-Кожимском р-не на р. Косью, по данным А. И. Першиной [97], среднедевонские отложения представлены темно-серыми мелкокристаллическими известняками с *Stringocephalus burtini* Defg. и колониями кораллов чеславского горизонта живета. Они трансгрессивно перекрыты отложениями франского яруса. Б. В. Грибанов к среднедевонским отложениям условно относит две толщи по Б. Сыне и Вангыру. Нижняя песчаниковая толща (80—120 м) представлена серовато-белыми, розоватыми и кремовыми грубозернистыми кварцевыми песчаниками, местами гравелитами, сменяющимися вверх по разрезу темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками. Верхняя карбонатно-глинистая толща (150—200 м) сложена переслаивающимися пачками светло-серых мергелей и глинисто-известковистых сланцев с мало мощными прослоями глинистых известняков, количество которых вверх по разрезу увеличивается. Песчаниковая толща сопоставляется Б. В. Грибановым с такатинской свитой эйфельского яруса, а стратиграфическое положение карбонатно-глинистой толщи определяется залеганием ее под возрастными аналогами пашийско-кыновских слоев франского яруса, с которыми она связана постепенными переходами.

В Щугорском р-не (рр. Щугор, М. Паток и Б. Паток) средний девон начинается терригенными отложениями, сопоставляемыми с такатинской свитой нижнего эйфеля смежных районов. Эта толща (250 м)

песчаников, алевропелитов и глинистых доломитов с гравелитами в основании залегает с разрывом на давдиской и сотчемкыртинской свитах нижнего девона. Нижнеэйфельские отложения согласно перекрываются известняками, сланцами и алевропелитами верхнего эйфеля (150—200 м) с фауной: *Calceola sandalina* Lam., *Pachyfavosites markovskii* Sok., *P. vilvaensis* Sok., *Conchidiella baschkirica* Verp. и др.

В Колво-Вишерской фациальной подзоне нижнеэйфельские отложения, выступающие по рр. Шугор, М. Паток и Б. Паток, на возвышенности Овин-Парма, представлены серыми, желтыми, зелеными, белыми, обычно кварцитовидными, кварцевыми песчаниками такатинской свиты. Верхнеэйфельские отложения выделены О. А. Кондиайном в овин-пармскую свиту (150—250 м), сложенную переслаивающимися пестроцветными алевроито-глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с остатками *Porolepis uralensis* Orb. и *Arctolenida*. Живетские отложения здесь неизвестны. Живетские отложения Шугорского р-на, представленные, по данным О. А. Кондиайна, известняками, мергелями известково-глинистыми и черными глинистыми сланцами с остатками *Emanuella* ex gr. *subumbona* Hall, *Bornhardtina* sp., *Stringocephalidae* достигают мощности 140 м.

На гряде Чернышева средний девон представлен глинисто-карбонатными отложениями живетского яруса. На юге гряды Чернышева по руч. Гердкыртаель видно как на брекчированных верхнесилурийских известняках залегают серые и светло-серые известняки с *Herrmannina* sp. (лудлов — девон), выше которых располагаются зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые кварцевые песчаники (20 м) предположительно живетского, возможно, эйфельского возраста. Более высокое стратиграфическое положение занимают желтовато-серые глинистые известняки, зеленоватые мергели и черные глинистые сланцы (50 м) и в верхах разреза ожелезненные красноцветные мергели и аргиллиты. Из черных глинистых сланцев Е. М. Андреева определила споры и пыльцу живетского возраста. Эта пачка перекрывается светлыми песчаниками франского яруса.

Отложения среднего девона в пределах Печорской низменности присутствуют почти повсеместно, за исключением западной краевой зоны, где средний девон выклинивается и отложения верхнего девона налегают на ордовик. Граница выклинивания проходит по линии скважин Лемью-9 — В. Сэбысь-Кипиево и почти совпадает с западной границей распространения силурийских отложений. Разрез среднего девона (мощностью до 1300 м) слагается песчаниками, алевролитами, аргиллитами, спорадически известняками и основными вулканитами. Встречены брахиоподы, остракоды и комплексы спор. В наиболее полных разрезах присутствуют эйфельский и живетский ярусы, в сокращенных — только живетский.

В Ижма-Печорском р-не средний девон залегает со стратиграфическим несогласием на верхнем и нижнем силуре и обычно согласно перекрывается отложениями франского яруса. Мощность и полнота разреза возрастают в юго-восточном направлении. В наиболее детально изученном разрезе Мичаюской площади выделяются эйфельский ярус в составе койвенского и бийского горизонтов и живетский ярус в составе афонинского и старооскольского горизонтов.

На Печорской гряде резко увеличивается мощность среднего девона по сравнению с Ижма-Печорским р-ном. В скв. Дзеля-Тереховой-2 открыты отложения живетского яруса, мощность не более 1300 м. В основании предполагаемого афонинского горизонта здесь залегают габбро-диабазы. Более полный разрез вскрыт скважинами на Печоргородской структуре, где среди терригенной толщи (мощность более 600 м) выделены эйфельский и живетский ярусы. В афонинском горизонте имеются небольшие прослои и включения известняков. В Колво-Печор-

ском р-не средний девон, по предварительным данным, представлен терригенной толщей, залегающей со стратиграфическим перерывом на карбонатных отложениях нижнего девона (?). Разрез представляет собой чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов, в верхней его части встречены прослои известняков с остракодами и брахиоподами.

### Средний и верхний отделы

*Средний — верхний отделы* ( $D_{2-3}?$ ) включают вулканогенные образования верховьев р. Войкар, где широко развиты спилиты, диабазовые и спилитовые порфиры, часто с шаровой отдельностью и кварцево-гематитовыми породами [78]. Менее распространены диабазы, туфы альбитофиров, кварцевых альбитофиров и бескварцевых порфиров, близких по своему составу к ортофирам. Нередко спилиты интенсивно уралитизированы, эпидотизированы и хлоритизированы. Стратиграфическое положение этих пород не выяснено. В. В. Маркин условно включал их в состав войкарской свиты (нижний девон—эйфель). С вулканогенно-осадочными отложениями налиматинской и дзюляварчатинской свит рассматриваемые вулканы, по данным Б. Ф. Костюка и В. А. Нефедова, соприкасаются тектонически. В более южных районах Урала шаровые спилиты и диабазы с альбитофирами известны в среднем девоне и в низах верхнего девона (Северососьвинский р-н). Это позволяет несколько условно считать вулканогенные образования нерасчлененными средне-позднедевонскими.

*Дзюляварчатинская свита* ( $D_{2-3dv}$ ), вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования которой наблюдаются на востоке Войкарского р-на (р. Танью, руч. Варчатывис и р. Нелкаюган, руч. Налимаю, Погрымшор и др.), выделена В. В. Маркиным и отнесена к эйфелю [36], а позднее к живету — верхнему девону [78]. В настоящей работе учтены новые материалы [95]. Свита представлена мелкообломочными лито- и кристаллокластическими туфами андезито-базальтового состава, полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми туфосланцами и туффитами с прослоями агломератовых туфов базальтовых порфиритов, диабазовых порфиритов, их миндалекаменных разностей, ксенотуфов и туфов ортофиров с редкими небольшими линзами известняков. В известняках встречена фауна: *Clorindina aff. eifliensis* Stein., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Atrypa gruenewaldtii* Tschern., *A. granulifera* Vagg. и др., [78], *Gypidula iodolensis* Khod., *Pentamerella suspecta* Khod., *Clorindina pseudolingulifera* var. *oschica* Nikif., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn. Верхняя граница свиты не выяснена. Нижняя граница и возраст определяется ее налеганием со следами размыва на отложения налиматинской свиты. Мощность 250 м.

*Мусюрская свита* ( $D_{2-3ms}$ ) известна только на хр. Янастэре, в ранге свиты впервые упомянута А. С. Перфильевым [95]. Она венчает разрез девонских образований Войкарского р-на и по составу и объему, по данным Н. И. Литовченко и В. А. Романенкова, отвечает верхней подсвите малоуральской свиты. Нижняя граница мусюрской свиты фиксируется трансгрессивным ее налеганием на варчатинскую свиту. В подошве свиты [78] фиксируется прерывистый, иногда довольно мощный, горизонт полимиктовых конгломератов. В гальках конгломератов, сцементированных туфоалевролитовым, алевропелитовым и иногда известковистым материалом, наряду с вулканидами и известняками из подстилающей варчатинской свиты, встречены обломки пород собского габбро-диорит-тоналитового и войкарсынинского дунит-гарцбургитового комплексов. Верхняя граница свиты не установлена. В ее составе преобладают грубые агломератовые туфы андезито-базальтовых пор-

фиритов и ксенотуфы. Отмечены агломератовые туфы полимиктового состава. Встречаются прослои тонкообломочных слоистых туфов и туфы ортофиритов. В обломках известняков среди ксенотуфов и туфов [78] встречена фауна *Gypidula* aff. *brevirostus* Phill., *Atrypa* ex gr. *granulifera* V a g r., *A.* aff. *duboisii* V e r p. и др. среднедевонского возраста. Мощность 100—200 м.

*Нерасчлененные средне-верхнедевонские отложения* ( $D_{2-3}$ ) описаны А. И. Першиной [97] на юге гряды Чернышева (рр. Сыня, Вангыр, водораздел рр. Вангыр и Косью, возвышенность Гылычачугра). Это кварцевые крупно- и мелкозернистые светло-серые, серые, реже зеленовато-серые и темно-красные песчаники с редкими прослойками зеленовато-серого аргиллита. Контакт их с нижележащими отложениями не вскрыт. Мощность 50—120 м. А. И. Першина полагает, что эти песчаники скорее всего франского возраста, но из-за неясности нижнего возрастного предела она рассматривает их как нерасчлененный средний (?) девон и нижнефранский подъярус. Б. В. Грибанов выделяет эти породы в песчаниковую толщу, сопоставляемую с такатинской свитой.

*Пагинская свита* ( $D_{2-3pg}$ ) распространена в Лемвинском р-не, где была выделена К. Г. Войновским-Кригером в 1945 г., относившим к ней терригенные образования по рр. Хойла, Пальникью, Пага, Кокпела, Тумболова, Молюдвож, Молюд-Мусюр, Чигимхарота, Харота и в Самсоновых горах. Однако К. П. Евсеев, В. Н. Гессе, А. И. Водолазский и др. органичивают распространение свиты рр. Пальникью, Пага, Кокпела и Харота (Лемвинская). В остальных пунктах они относят терригенные образования к чигимской свите среднего — верхнего ордовика (см. выше). Свита представлена кварцевыми темно-серыми мелкозернистыми кварцитовидными песчаниками, серыми, грязно-серыми, зеленоватыми алевролитами с растительным детритом, темно-серыми до черных и серыми с зеленоватым и голубоватым оттенком кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками. На р. Паге найдены туфы кислых эффузивов, трахиандезито-базальтовые порфириты и их туфы. Туфы кислого состава макроскопически очень похожи на вмещающие их кремнистые сланцы, отличаются более темной окраской и обломочным строением. Трахиандезит-базальтовые порфириты образуют единичные маломощные пласты и линзы среди углисто-глинистых сланцев, представляя собой темно-серые массивные породы со слабо различной кристаллической структурой. Туфы трахиандезит-базальтовых порфиритов образуют линзовидные прослои среди кремней.

В известняках нижних слоев свиты на р. Паге найдены пелециподы — *Ontaria* cf. *concentrica* V u c h., *Paraptyx* cf. *uchtensis* Z a m y a t., а в известняках р. Няньворгавож — *Ontaria* cf. *articulata* M ü n s t., определяющие, по заключению В. Ф. Куликовой, франский возраст. В кремнистых породах верхней половины свиты по р. Пага известны радиолярии: *Carposphaera* sp., *Stauronche* sp., *Astrosphaera* sp., которые, по заключению Б. М. Садрисламова, близки к комплексу радиолярий райизской свиты нижнего карбона. В средней части свиты, по данным В. Н. Гессе [27], известны отпечатки растений — *Drepanophycus* sp. и *Protolepidodendron* sp., встречающиеся в среднем и верхнем девоне. Мощность 250—300 м. Свита со стратиграфическим перерывом залегает на харотской свите силурийско-нижнедевонского возраста и согласно перекрывается (р. Пальникью) породами яйюской свиты нижнего — среднего карбона.

*Надотамылькская свита* ( $D_{2-3nd}$ ) выделена по данным Арт. Д. Миклухо-Маклая, только в среднем течении р. Лемва. На остальной территории она объединена с малобетьюской свитой и описывается ниже.

*Живетский ярус и верхний девон* ( $D_{2gv} + D_3$ ) показаны на карте как объединенные отложения только на севере гряды Чернышева.

Живетский ярус, по данным С. А. Князева, представлен на руч. Юнкошор светло-серыми, зеленовато-голубоватыми, охристо-желтыми, иногда углисто-глинистыми аргиллитами (мощность 2 м) с *Archaeozonitrites naliwkini* Naum., *A. rugosus* Naum., *Perisaccus verruculatus* Naum., *Leiotriletes atavus* Naum., *L. nigritellus* Naum. и др. Франский ярус представлен двумя фациями — известняковой и известково-глинистой. Наиболее полно известняки (250—350 м) обнажены по руч. Войсавож (приток р. М. Роговая); они серого, коричневатого и темно-серого цвета, иногда доломитовые, с *Atrypa alticola* Fresch., *Elytha fimbriata* Conrad., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Avicula grewingki* Wen., *Gypidula biplicata* Schmir. и др. Нижняя граница не вскрыта, верхняя проводится по подошве известняков с *Cyrtospirifer archiaci* Murch. В известняково-глинистой фации (руч. Юнкошор) разрез (300 м) представлен серыми, темно-серыми до черных, пиритизированными и битуминозными известняками, переслаивающимися с буровато-серыми глинистыми сланцами с *Timanites acutus* Keyser., *Buchiola retrostriata* Buch., *Lingula obricularis* Ljasch. и др.

Фаменский ярус также имеет, по данным В. И. Горского-Кручинина, два типа разреза: известняковый (по А. И. Першиной, елецкий) по р. Харота, руч. Войсавож и Нэлюнявож представлен светло-серыми, от плитчатых до массивных известняками (300—370 м) с *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murch., *Endothira* cf. *communis* Rauss., *Archaeosphaera minima* Sul., *Eovolulina elementa* Anthr., *Parathurammina tuberculata* Lir. и др. Известняково-глинистый (по А. И. Першиной, шарьинский) тип разреза вскрыт по руч. Юнкошор, Нэлюнявож и представлен (нижнефаменский подъярус) серыми, голубовато- или желтовато-серыми скрыто- и мелкокристаллическими известняками, мергелями, глинистыми и известково-глинистыми сланцами (мощность 50 м) с *Laiorhynchus bashkiricus* Tschegn. Верхнефаменский подъярус сложен окремненными известняками с редкими прослоями мергелей и аргиллитов (мощность 300 м) с *Leiorhynchus* cf. *ursus* Nal., *Athyris angelica* Hall., *Quasiendothyra communis* Rauss., *Q. kobeitusana* Rauss. и др. Границы яруса в известково-глинистой фации проводятся на основании фауны (нижняя по появлению *Cyrtospirifer archiaci*, а верхняя — в кровле слоев с *Leiorhynchus ursus*). Мощности живетских и верхнедевонских отложений около 700 м.

## Верхний отдел

Франский ярус ( $D_3fr$ ) на Печорской низменности представлен терригенно-карбонатной толщей (200—1500 м) иногда в нижней части с основными вулканитами. Франские отложения согласно залегают на живетских и согласно же перекрываются фаменскими. На западе, где отложения среднего девона выклиниваются, франский ярус трансгрессивно налегает на породы древнего комплекса, а на границе франского и фаменского ярусов наблюдается стратиграфическое несогласие. Отложения расчленяются на нижний и верхний подъярусы. В Ижма-Печорском р-не в нижнефранском подъярусе выделяются пашийский, кыновский, саргаевский и семилукский горизонты. Пашийский горизонт выделяется в объеме двух песчаных пластов мощностью 3—10 м, разделенных межпластовой глинисто-алевроитовой пачкой, содержащей остатки *Archaeozonitrites notatus* Naum., *A. naliwkini* Naum., *A. perlotus* Naum., *A. timanicus* Naum. Песчаники кварцитовые, мелкозернистые, с глинисто-сидеритовым цементом, по простиранию переходящие в алевролиты, иногда нефтеносные. Кыновский горизонт представлен серо-зелеными, иногда красно-коричневыми известковыми глинами и аргиллитами с прослоями алевролитов, известняков, реже песчаников, местами (юго-запад района) пепловых туфов. К Ю от района скважи-

нами вскрыты базальты, туфы, туффиты. Фауна: *Cyrtospirifer* cf. *murchisonianus* Verp., *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Cavellina devoniana* Eg., *Uchtovia polenovae* Eg. и др. Саргаевский горизонт представлен серо-зелеными глинами и аргиллитами с линзовидными включениями и прослоями известняков с *Atrypa* cf. *koloschka* NaI., *Elytha fimbriata* Согп., *Cavellina chvorostanensis* Pol. и др.; восточнее среди них появляются прослой битуминозных темно-серых аргиллитов и известняков. Семилукский горизонт в большинстве разрезов представлен породами доманикового типа: темно-серыми битуминозно-кремнистыми известняками и мергелями, силицитами, битуминозными сланцами со специфическим комплексом фауны (гониятиты, птероподы, энтомиды, радиолярии, кремневые губки); местами эти отложения фациально замещаются светлыми массивными известняками с водорослями, кораллами, строматопорами и остракодами: *Mennerella tuberosa* Eg., *Kloedenellitina sygmaeformis* BataI., *Hollinella* aff. *mirabilis* Eg. На Печорской гряде вскрыт разрез того же типа (мощность до 500 м). В Колво-Печорском р-не получены пока предварительные сведения о строении нижнефранского подъяруса (мощность 50—60 м). Основные особенности разреза те же: в основании — песчаные прослой, выше преобладают сероцветные аргиллиты, заканчивается толща доманиковыми отложениями; в скв. Шапкино-2 на границе среднего и верхнего девона вскрыты базальты.

Верхнефранский подъярус представлен известково-глинистой толщей с прослоями сульфатов и доломитов. В его составе выделены бурежский, воронежский, евлановский и ливенский горизонты. Наиболее детально разрез изучен на западе Ижма-Печорского р-на, где он подобен ухтинскому разрезу. Аналогичный разрез вскрыт скв. М. Пера. На доманике согласно залегает бурежский горизонт, представленный толщей сероцветных глин и мергелей с прослоями алевролитов и известняков со смешанным семилукско-воронежским комплексом остракод: *Gravia* aff. *aculeatiformis* Pol., *Selebratina* aff. *gibbasita* Pol., *Hollinella* aff. *irinae* Eg., *Knoxiella* aff. *dubia* Pol. По местной стратиграфической шкале в составе бурежской толщи выделяются лыаельские, ветласянские и бельгопские слои. Воронежский горизонт выделяется в объеме сирачойской свиты, охарактеризованной *Theodossia* ex gr. *anosofi* Verp. и представленной светлыми, массивными, частью органогенными известняками с прослоями глин и мергелей. Неразделенные евлановский и ливенский горизонты представлены толщей плитчатых известняков, доломитов и ангидритов (на р. Ухте — ухтинская свита). Мощность верхнефранского подъяруса в скв. М. Пера — 207 м. К В описанные отложения замещаются однообразной слоистой известково-глинистой толщей (мощность до 130 м), которая выделяется как нерасчлененный верхнефранский подъярус.

На Печорской гряде подъярус представлен однообразной толщей (более 100 м) серо-зеленых глин и мергелей, в низах с прослоями пород доманикового типа с маркирующим известняковым пластом в кровле.

В наиболее приподнятой части гряды (Мутно-Материковая и Дзеля-Терехевейская площади) отложения залегают под более молодыми образованиями. На этих площадях скв. № 1 и 4 (Мутный Материк), № 2, 3 и 4 (Дзеля-Терехевей) вскрыли однообразную толщу серо-зеленых известковых глин и мергелей с прослоями известняка, с брахиоподами *Theodossia* ex gr. *anosofi* Verp., *Striatoproductus sericeus* Buch., остракодами *Gravia aculeata* Pol., *Kloedenellitina signaeformis* BataI. и др., характерными для воронежского горизонта.

В Колво-Печорском р-не подъярус представлен аргиллитами, мергелями, глинистыми известняками, реже доломитами (мощность 400—750 м).



Фаменский ярус ( $D_3fm$ ) на Печорской низменности распространен почти повсеместно, представлен известняками, меньше аргиллитами, мергелями, доломитами и сульфатами; обильна фауна брахиопод и остракод.

Наиболее полный разрез фамена вскрыт на Печорской гряде, где он согласно залегает на верхнефранской толще и согласно перекрывается породами турнейского яруса (зона этрень). В разрезе выделяются нижний и верхний подъярусы. Нижний фамен (задонский и елецкий горизонты) представлен мергелями и вышележащей известняковой толщей с остатками *Cyrtospirifer archiaci* Murgsch., *Produstella herminae* Fgesch., разнообразными камаротехиями и остракодами (мощность 700 м). Верхний фамен (лебединский и данковский горизонты) представлен доломитизированными известняками с прослоями мергелей и доломитами; Отсюда определены брахиоподы: *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal., *C. petschoricus* Fot. и др. На западных, наиболее приподнятых структурах Печорской гряды фамен представлен светлыми массивными, частью доломитизированными известняками с остатками брахиопод и остракод. В Колво-Печорском р-не в верхах фаменских известково-глинистых отложений (500 м) развиты известняки. Обычно наблюдается согласное залегание фаменских и каменноугольных отложений, а в Усино-Колвинской структуре на верхний фамен трансгрессивно ложится визейский ярус. На востоке Ижма-Печорского р-на мощность фаменского яруса только 500—550 м. Нижнефаменский подъярус присутствует в полном объеме, низы его представлены мергелями и глинами с прослоями известняков, в верхах преобладают пятнисто-доломитизированные известняки. Верхнефаменский подъярус представлен толщей чередующихся огипсованных известняков, доломитов, мергелей и сульфатов. Верхи фамена почти повсеместно размыты, и на нем трансгрессивно залегает базальная пачка пестроцветов визейского яруса. КЗ мощность и объем фамена сокращаются, и в крайних западных разрезах Ижма-Печорского р-на (скв. М. Пера, Верхний Сзбысь) он представлен лишь одним верхним — елецким горизонтом (мощность 260 м). На границе с франским ярусом здесь имеет место стратиграфический перерыв.

Нерасчлененные отложения ( $D_3$ ) в Елецкой фациальной зоне развиты в хр. Енганэ-Пэ, грядях Чернова, Чернышева и в Шугорском р-не. На хр. Енганэ-Пэ и прилегающей территории (р. Аячъяха) эти отложения представлены франским и фаменским ярусами. Франский ярус [140] подразделяется на три подъяруса, в которых выделяются горизонты. В нижнефранском подъярусе установлен только кыновский горизонт, который на руч. Известняковом (приток р. Аячъяха) представлен серыми слоистыми известняками (видимая мощность 3 м) с *Clathrodiction regulare* Ros. var. *carnicum* Vin. Среднефранские отложения на руч. Известняковом и на М. Усе и Б. Ельце подразделяются на сарагаевский, доманиковый и мендымский горизонты. Верхнефранский подъярус на рр. Б. Уса и М. Уса, Аячъяга представлен темно-серой брекчий (мощность 86—200 м), в низах с *Striatoproductus sediceus* Vuch., *Pugnax* cf. *voroni* Nal., *Septalaria striata* Margk., *Theodossia* ex gr. *tanaika* Nal. и др. (свойственны аскынскому времени), в верхней части с *Streptorhynchus devonicus* d'Orb., *Gypidula brevirostris* Phill., *Atrypa alticola* Fgesch. и *Theodossia evlanensis* Nal. (указывают на барминский возраст). Здесь же встречены *Productella herminae* Fgesch., *Chonetipustula lachrymosa* Cop. и *Tenticospirifer archiaci* Murgsch.

Фаменский ярус на р. Аячъяге условно подразделяется Г. А. Черновым [140] на нижнефаменский и верхнефаменский подъярусы. Верхнедевонские отложения на р. Енганэ-Пэ и кряже Аячъяга согласно

залегают на среднедевонских и согласно перекрываются нижнекаменноугольными отложениями.

На западе гряды Чернова по руч. Сизим-Тальбейшор (приток р. Надейтывис), по данным К. К. Воллосовича, известны франский и фаменский ярусы. На гряде Чернышева и в Щугорском р-не наиболее полные разрезы известны по руч. Б. Адакью и М. Паток, где выделяются франский и фаменский ярусы, которые подразделяются на подъярусы.

*Галактионовская свита* ( $D_3gl$ ) венчает разрез среднего палеозоя в Хулгинском р-не, где широко распространена. Выделена С. Н. Волковым в 1948 г. [16]. В дальнейшем С. Н. Волковым, А. С. Мельниковым, Р. И. Ерошевским и др. Были уточнены возраст, объем и состав свиты. Свита известна по рр. Хулга, Хальмерью (руч. Эропшор и др.) и Налимаю. В низах ее распространены андезито-базальтовые, отчасти базальтовые, андезитовые порфириды, диабазовые порфириды, диабазы, мандельштейны, агломератовые туфы, туфовые и полимитовые конгломераты, гравелиты. Среди последних встречаются хорошо окатанные гальки тех же диабазов и диабазовых порфиритов, единичные гальки кварцитовидных песчаников и известняков с фауной низов верхнего девона *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Stachyodes* ex gr. *verticellata* McCoy; *Amphiporida* Lesc. Средняя и верхняя части свиты сложены кремнистыми и туфокремнистыми сланцами с остатками радиолярий, туффитами, туфоалевролитами и туфопесчаниками ленточно-слоистой текстуры, с подчиненными альбитофирами, кварцевыми альбитофирами, реже спилитами. Эффузивы по своему составу весьма близки эффузивам франского яруса р. Нохор (Северососьвинский р-н). На севере Хулгинского р-на альбитофиры с ортофирами, их туфами и пачками туфов пироксен-плагиоклазовых порфиритов, туффитов и туфоалевролитов тяготеют к низам разреза. Мощность до 700—800 м.

*Нерасчлененные отложения* (D) Усинского р-на (по р. Уса в 2,5 км выше устья Нияю) представлены светло-серыми, реже серыми массивными, иногда слоистыми плотными доломитами, относящимися к нижнему отделу.

Средний девон (эйфель) известен в среднем течении р. М. Усы, где он представлен, по данным В. Я. Устинова, серыми, темно-серыми толстослоистыми известняками, желтовато-серыми доломитами, темно-серыми глинистыми сланцами (мощность 500 м) с *Gypidula* cf. *ivdelensis* Khod., *G. globa* Bronn., *Carinata* cf. *kakvensis* Khod., *C. arimaspa* Eichw., *Thamnopora* cf. *poliforata* Schloth., *Chaetetes* cf. *tenuis* Fgensch., *Columnaria vulgaris* Soshk. и др. Там же, на р. М. Усе, известны и верхнедевонские отложения. Мощность нерасчлененного девона более 1000 м.

*Малобетьюская и надотамылькская свиты* ( $Dmb+nd$ ) развиты в верховьях рр. Лемвы и Кожима. Первая наиболее полно представлена в верховьях рек М. Бетью и Б. Бетью, состоит из тонко- и среднеслоистых светло-серых, серых, с поверхности белесых, местами брекчиевидных известняков, доломитизированных известняков и доломитов с прослоями темных глинистых, кремнисто-глинистых сланцев. Мощность 7—150 м. В известняках встречены остракоды плохой сохранности. Нижняя граница свиты в стратотипическом разрезе по р. М. Бетью не установлена. Возможно, отложения свиты с перерывом залегают на верхнесилурских, от выходов которых они отделены закрытым участком, отечающим мощности около 100 м.

Верхняя граница проводится по первому появлению кварцитовидных песчаников, относящихся к надотамылькской свите среднего девона. Малобетьюскую свиту В. Ф. Куликова условно относит к нижнему, а Арт. Д. Миклухо-Маклай — к среднему девону.

Отложения надотамылькской свиты развиты в междуречьи Лемвы и Кожима, на правобережье Лемвы, прослеживаются к З и В от антиклинали Малды-Нырды. А. В. Хабаков в 1947 г. выделил эту свиту в верховьях Б. Надоты (район горы Надотамыльк) и в верховьях Лемвы, ниже хр. Тисванз, и отнес ее к верхнему девону. Позднее возраст и объем свиты трактовался по-разному. Арт. Д. Миклухо-Маклай установил, что однообразная песчано-сланцевая толща, развитая в верховьях Лемвы и Кожима, имеет преимущественно среднедевонский возраст. Свита сложена черными, темно-серыми, зеленовато-серыми глинистыми, иногда кремнисто-глинистыми, сланцами, алевролитами с линзами, прослоями серых, зеленовато-серых кварцитовидных кварцевых песчаников и темно-серых, серых плотных известняков. Нижняя граница свиты определяется появлением пачек кварцитовидных песчаников, постепенно сменяющих отложения малобетьюской свиты. Верхняя граница неясна. Мощность свиты 1000—2000 м. К. П. Евсеев и В. Ф. Куликова на р. М. Хайма собрали брахиоподы *Productella mesodevonica* Nal., *Uncinulus parallelepipedus* Gopp, *Emanmella* ex gr. *subumbona* Hall, *Cyrtina* ex gr. *heteroclita* Defg., *Atrypa flabellata* Roem., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Chascothyris* и др., указывающие на принадлежность свиты к верхам эйфеля — низам живета.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения развиты в Лемвинской и Елецкой фациальных зонах, а также в Печорской низменности. В Лемвинской зоне они представлены в основном кремнисто-терригенными фациями, а на остальной территории преимущественно карбонатными морскими осадками. В составе каменноугольной системы установлены отложения всех трех отделов.

### Нижний отдел

Отложения нижнего отдела распространены на рассматриваемой территории повсеместно, хотя их выходы в виде узких полос прослеживаются только вдоль западного склона Урала, гряд Чернова, Чернышева и на Печорской гряде. На остальной части Печорской низменности они вскрыты только скважинами. На карте дочетвертичных образований выделяются турнейский, визейский и намюрский ярусы и нерасчлененные отложения нижнего карбона. В Лемвинской зоне каменноугольные отложения в основном несогласно залегают на отложениях силура и девона, на остальной же, большей, территории согласно: нижняя граница нижнекаменноугольных отложений проводится в основании заволжского горизонта в однородной толще известняков по появлению частых *Eoendothyra communis* Rauss. и *Quasiendothyra kobeitusana* Rauss. Верхняя граница проводится в кровле краснополянского горизонта намюрского яруса по появлению комплекса фораминифер башкирского яруса, прежде всего, *Pseudostaffella antiqua* Dutk., а в случае выпадения из разреза краснополянского горизонта — по стратиграфическому перерыву между протвинским горизонтом намюрского яруса и башкирскими отложениями. В Лемвинской зоне верхняя граница нижнего карбона неизвестна.

*Турнейский ярус (C<sub>1t</sub>)*. Турнейские отложения в виде разрозненных выходов обнажены на Печорской гряде по рекам Б. Каменке, Вое и Б. Соплясу, в районе угольного месторождения Ыджидкырты на р. Печоре. На горизонты турнейский ярус расчленен пока только на Печорской гряде.

Нижний подъярус расчленен на заволжский, малевский и упинский горизонты. Заволжский горизонт (15—45 м) сложен глинами и кварцевыми алевролитами с прослоями окремненных и органогенных известняков, глинисто-алевритистых доломитов. Породы слоистые серые и темно-серые, глины прослоями голубовато-серые, зеленоватые, коричневые. К В и ЮВ от гряды разрез становится все более карбонатным. В известняках известны фораминиферы — *Septatourayella njumolga* Durk., *Eoendothyra communis* Raus., *Quasiendothyra kobeitusana* Raus.; табуляты — *Syringopora reticulata* Goldf., *S. ramulosa* Goldf.; остракоды — *Beirdiocypris lutea* Posn., *Lunularia ampla* Schn. Залегание на известняках верхнего фамена согласное.

Малевский горизонт (25—30 м) представлен глинами с тонкими прослоями известняков, иногда с конкрециями кремней. На севере преобладают кварцевые песчаники с прослоями глин и доломитов. Окраска пород серая и темно-серая, у глин еще голубовато- и зеленовато-серая. Породы содержат фораминиферы — *Parathuramina cushmani* Sul., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tuberitina maljavkini* Mikh., табуляты — *Syringopora ramulosa* Goldf.; брахиоподы — *Plicatifera fallax* Rapd., остракоды — *Carboprimitia petei* Posn., *Lichwinia malevkensis* Posn., *Coryellina adlena* Schn. Соотношения с подстилающими и покрывающими отложениями согласные.

Упинский горизонт (17—34 м) на юге Печорской гряды сложен известняками с тонкими прослоями глин; на севере — чередующимися известняками и глинами с значительным преобладанием последних. Известняки афанитовые, иногда глинистые светло-серые тонкослоистые с конкрециями кремней. Глины железистые, слюдястые, песчаные пестроцветные, иногда с прослоями углистых сланцев. Фауна представлена кораллами, брахиоподами, криноидеями, а также фораминиферами: *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Bisphaera elegans* Bir.; остракодами *Clyptopleura plicata* J. et K., *Carboprimitia lichwoedi* Posn., *Pareparchites microphtatmus* Eichw., *Bairdialonga illustris* Schn.

В разрезе угольного месторождения Ыджидкырта нижний турне (200 м) представлен известняками, плитчатыми внизу (воробьевская свита — до 100 м) и окремненными серыми слоистыми и неяснослоистыми вверху. Фауна бедна. Соотношения с подстилающими и покрывающими отложениями согласные.

Верхний подъярус расчленен на черепетский и кизеловский горизонты. Черепетский горизонт (15—20 м) сложен глинами, чередующимися с известняками. Породы слоистые, окраска от темно- до светло-серой. Глины иногда слабо известковистые, песчаные; известняки тонкозернистые, местами с конкрециями кремней, есть прослои органогенно-обломочных известняков с фораминиферами *Cheruyshinella glomiformis* Lip., *Ch. oldae* Grzd. et Leb., *Spinoendothyra tuberculata* Lip.; табуляты — *Syringopora ramulosa* Goldf., *Michelinia magala* Tolm.; ругозы — *Clisiophyllum modavense* Solee, *Siphonophyllia cylindrica* Scoul. На севере средневизейские отложения с размывом залегают на различных слоях черепетского горизонта.

Кизеловский горизонт (40 м) сохранился от предвизейского размыва лишь местами. Он представлен известняками с тонкими прослоями глин. Известняки органогенные, светло- и темно-серые, слоистые, с желваками кремней, с фораминиферами — *Latiendothyra latispiralis* Lip., *Spinoendothyra inflata* Lip., *S. costifera* Lip., *S. tuberculata* Lip.; табулятами — *Syringopora lata* Stuck. *S. reticulata* Goldf., *Michelinia tenuiseptata* Phill.; ругозами *Keyserlingophyllum obliquum* Keys., *Clisiophyllum modavense* Solee, *Uralinia multiplex* Ludw.

В районе угольного месторождения Ыджидкырта в основании верхнего турне залегают алатауская свита, представленная зелеными аргиллитами мощностью 60—70 м. Выше расположены известняки мел-

козернистые, окремненные, серые, толсто- и тонкослоистые, с многочисленными конкрециями и прослоями кремней. Мощность известняковой толщи (вишерский известняк) 300—500 м. Соотношения с подстилающими и покрывающими отложениями согласные.

Визейский и намюрский ярусы (С<sub>1</sub>v—n) объединены на карте на площади Печорской гряды и к ЮЮВ от нее.

Отложения визейского яруса на Печорской гряде с размывом залегают на турнейских. При этом из разреза выпадает нижний подъярус визе.

Яснополянский надгоризонт среднего визе представлен глинами, чередующимися с алевролитами и песчаниками, верху появляются тонкие прослой мергелей и известняков. Глины пестроцветные, песчаники кварцевые, белые и серые, известняки глинистые, серые. На юге Печорской гряды присутствуют отложения бобриковского и тульского горизонтов, а на севере только последнего. Встречаются фораминиферы — *Globoendothyra* ex gr. *globulus* Eichw., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* Brady; брахиоподы — *Gigantoproductus* sp. Мощность 15—20 м, до 60 м юге гряды.

Алексинский горизонт верхнего визе сложен слоистыми серыми известняками, органогенными в основании и мелкозернистыми выше, с прослойками глин, а севернее и доломитов. Породы содержат фораминиферы — *Millerella tantilla* Gan., *Endothyranopsis crassus* Brady, *Archaediscus paucillius* Schlyk.; брахиоподы — *Striatifera striata* Fisch. Мощность 12—27 м, местами до 40—45 м.

Михайловский горизонт представлен известняками с редкими прослоями глин и доломитов, такими же, как в алексинском горизонте. В породах определены фораминиферы — *Eostaffella ikensis* Viss., *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., *Michailovella mica* Gan., *Archaediscus karreri* Brady; табуляты *Boswellia boswelli* Her., *Chaetetetes janischewskyi* Sok., *Chaetetipora dubjanskyi* Sok.; брахиоподы *Striatifera* cf. *striata* var. *tenuicostata* Jan. Мощность 25—37 м.

К веневскому горизонту отнесены известняки, доломитизированные известняки, доломиты, мелкозернистые и органогенные, светло-серые, темно-серые слоистые с остатками фораминифер — *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *Globoendothyra korbensis* Gan., *Archaediscus pustulus* Grozd. et Leb. и брахиопод *Striatifera striata* Fisch. Мощность 10—12 м, местами до 27 м.

Серпуховский надгоризонт представлен известняками и доломитами, мелкозернистыми, частью органогенными, светло-серыми, слоистыми, содержащими фораминиферы *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* Brady и др.; ругозы *Lonsdaleia papillata* E. et H.; брахиоподы *Striatifera striata* Fisch., *Gigantoproductus* ex gr. *coartarus* Ein., *Camarotoechia* ex gr. *pleuroden* Phill. Мощность 50—60 м.

Намюрский ярус фаунистически обособляется редко, чаще условно. Представлен известняками мелкозернистыми и органогенными, светло-серыми, слоистыми и неяснослоистыми с остатками фораминифер *Endothyranopsis sphaericus* Raus. et Reitl., ругоз *Lonsdaleia papillata* E. et H.; брахиопод *Marginifera* ex gr. *schartimiensis* Jan., *Spirifer* ex gr. *trigonalis* Mart. Мощность 40—50 м.

В районе р. Ыджидкырта терригенная толща в основании визе представлена перемежающимися серыми и темно-серыми песчаниками; алевролитами и аргиллитами с прослоями пластов угля рабочей мощности. Ее возраст средневизейский, но на основании споро-пыльцевых данных [88] нижние 40 м свиты могут оказаться нижневизейскими. Общая мощность угленосной толщи 150—220 м. Выше лежащие верхневизейские отложения представлены толщей (300—350 м) разнообразных известняков, преимущественно органогенных, внизу с прослойками глин, выше с мергелями. Фауна обильна: фораминиферы, кораллы, бра-

многопороды и пр. Нижний намюр (70—80 м) сложен органогенными известняками с богатой фауной. Выше с размывом залегают карбонатные ассельско-сакмарские или терригенные отложения артинского возраста.

К 3, местами к С от Печорской гряды, верхневизейские известняки трансгрессивно залегают на верхнефаменских. Они вскрыты в скважинах Каджером-2, М. Пера-1, Кипиево-1, Усть-Уса-1, Харьга-1, Шапкино-1 и др. Почти всюду они представлены известняками, нередко доломитизированными, мелкозернистыми, серыми, с прослоями доломитов, доломитизированных мергелей и глин с *Globoendothyra inconstans* Grozd. et Leb., *Plectogyra ischimica* Raus. В основании всюду залегает 5—10 метровая пачка пестроокрашенных глин с прослойками тонкозернистых известняков. Мощность 50—170 м.

Разрез скв. Харьга-1 отличается от других присутствием среди карбонатных пород нескольких пачек ангидритов мощностью до 10—15 м. В некоторых скважинах удается обособить нижний намюр (20—50 м), представленный органогенными светло-серыми известняками с прослоями доломитов и глин. Присутствуют фораминиферы — *Eostafella protvae* Raus., *E. ikensis* Viss., *Pseudoendothyra parasphaerica* Reith. Верхненамюрские отложения отсутствуют повсеместно, что обусловлено региональным перерывом в отложении.

В Лемвинской фациальной зоне нижний карбон представлен двумя свитами: няньворгинской и райизской. Первая выделяется в басс. р. Харота (Лемвинская), где она в виде двух узких расходящихся полос совместно с породами воргашюрской, яйюской и кечьпельской свит образует ряд чешуй.

*Няньворгинская свита* ( $C_{1nv}$ ) представлена переслаиванием серых, голубовато-серых и темно-серых до черных кремнистых, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. В ней встречаются синевато-серые известняки (до 1,5 м) с линзовидными прослоями черных кремней, а также прослой голубовато-серых доломитов, изредка конгломератовидных. В кремнистых сланцах К. Г. Войновский-Кригер [15] отмечает радиолярии *Sphaerogoum* sp. и *Staurolonchidium* sp. Возраст свиты условно нижнекаменноугольный (турнейско-средневизейский), так как она со стратиграфическим перерывом залегают на харотской свите силурийско-раннедевонского возраста, а на р. Няньворгавож согласно перекрывается яйюской свитой верхнего визе — среднего карбона. Мощность свиты около 100 м.

*Райизская свита* ( $C_{1rg}$ ) развита на северном склоне горного массива Рай-Из, где представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, гравелитов, кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Наиболее полный ее разрез вскрыт по руч. Третьему, впадающему справа в р. Сось, где свита залегают в ядре опрокинутой синклинали. Алевролиты, песчаники и гравелиты серого цвета и полимиктового состава образуют взаимопереходы. Кремнисто-глинистые и глинистые сланцы обычно черного и темно-серого, иногда с поверхности бурого цвета, листоватого сложения. На руч. Втором р. Сось в линзовидных прослоях окремненных известняков найдены радиолярии *Carposphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Staurolonche* sp. и *Astrosphaera* (?) sp. Условно возраст свиты принимается за турнейско-средневизейский, так как выше согласно залегающая яйюская свита в низах содержит фораминиферы верхнего визе. Нижняя граница свиты определяется несогласным налеганием ее нижних гравелитовых слоев на сланцы харотской свиты силурийско-нижнедевонского возраста. Мощность свиты 440 м.

*Нерасчлененные отложения нижнего карбона* ( $C_1$ ) развиты в Елецкой фациальной зоне Урала, грядах Чернова и Чернышева и в пределах Печорской низменности. На Урале наиболее полный разрез нижнекаменноугольных отложений расположен в районе слияния рек Б. Уса и М. Уса. Здесь на толще фаменских известняков и доломитов залега-

ют турнейские отложения, представленные известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Нижняя граница турне проводится по появлению частых *Eoendothyra communis* Raus. и *Plectogyra* sp.

Заволжский горизонт (95 м) нижнего турне представлен известняками и доломитами, связанными постепенными переходами с ниже- и вышележащими толщами. Известняки темные, скрытокристаллические и пелитоморфные, с узорами в виде выступающих на выветрелой поверхности волнистых линий, являющихся, видимо, сильно перекристаллизованными органическими остатками. Фораминиферы: *Archaesphaera minima* Sul., *Bisphaera irregularis* Bir., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Eoendothyra communis* Raus., *E. regularis* Lip., *E. turbida* Durk.

Малевский и упинский горизонты (50 м) также сложены известняками, темно-серыми, черными скрытокристаллическими, содержащими только однокамерные фораминиферы: *Bisphaera elegans* Viss., *B. elegans subsphaerica* Viss., *B. irregularis* Bir., *B. minima* Lip., *B. malevskensis* Bir., *B. compressa* Bir., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. suleimanovi stellata* Lip., *P. tuberculata* Lip., *P. spinosa* Lip., *Vicinisphaera angulata* Antg. Общая мощность нижнетурнейского подъяруса 145 м.

Верхнетурнейский подъярус представлен черепетским и кизеловским горизонтами. Первый из них сложен черными пелитоморфными известняками (40 м), содержащими фораминиферы, в том числе *Glomospiranella rara* Lip., *Septaglomospiranella glebovskayae* Dain, *Palaeospiroplectamina tschernyshinensis* subsp. *tschernyshinensis* Lip.

Кизеловский горизонт (30 м) представлен пелитоморфными серыми и коричневато-серыми известняками с тонкими волнистыми прослоями (0,1—0,25 м) и стяжениями черного, реже голубовато-серого кремня. Порода содержат остатки фораминифер: *Bisphaera irregularis* Bir., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. tuberculata* Lip., *Glomospiranella latispiralis* Lip., *G. asiatica* Lip., *G. pendula* Mal., *Brunsiina finitina* Grozd. et Leb., *Tournayella regularis* Mal., *T. discoidea* Dain, *T. moelleri* Mal., *Spinoendothyra recta* Lip. Мощность верхнетурнейского подъяруса 70 м, а всего турнейского яруса 215 м.

*Визейский ярус* начинается с нижневизейского косьвинского горизонта, представленного черными и коричневато-черными пелитоморфными и шламово-мелкодетритусовыми известняками мощностью 55 м. В известняках присутствуют прослой и включения черных и голубоватых кремней и остатки фораминифер: *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Brunsiella spirillinoides* Grozd. et Leb., *Urbanella urbana* Mal., *Planoendothyra rotai* Dain., *Plectogyra prisca* Raus. et Reitl., *Pl. similis* Raus. et Reitl., *Globoendothyra ischimica* Raus.; брахиоподы: *Ovatia laevicosta* White; кораллы — *Syringopora cappelacea* Ludv. Здесь принята номенклатура Уральской стратиграфической схемы — косьвинский горизонт, так как фаунистическая характеристика нижнего визе рассматриваемой территории полностью отвечает характеристике косьвинских отложений Среднего Урала. Тульский горизонт среднего визе представлен серыми и темно-серыми полидетритусовыми известняками с включениями черных кремней и прослоями желтовато-серых крупнокристаллических доломитов. Фаунистическая характеристика тульских, верхневизейских и намюрских отложений приводится ниже с привлечением данных по почти идентичному Хановейскому разрезу, расположенному в 15 км ниже по р. Усе. Комплекс фораминифер верховьев р. Усы отличается своеобразием. Наряду с обычными для тульского горизонта плектогирами, хромоспирами, мелкими архедисцидами, здесь встречены частые крупные архедисциды, климакамми-

ны, а также брахиоподы — *Gigantoproductus tulensis* Bolch., *G. magnificus* Schim. Мощность горизонта 50—55 м.

Верхневизейский подъярус представлен полидетритусовыми средне-слонстыми серыми известняками алексинского горизонта (100—110 м). Для комплекса фораминифер характерно обеднение видового состава. Часты многочисленные глобоэндоциты. В верхах разреза появляются *Eostaffella proikensis* Raus., первые представители *Asteroarchaediscus*; брахиоподы — *Gigantoproductus praemoderatus* Sar., *G. erebus ereba* Fred., *Megachonetes zimmermanni* Paesck.

Вышележащий михайловский горизонт представлен брахиоподово-полидетритусовыми известняками (120—130 м) с богатой фауной фораминифер, брахиопод и кораллов. Эти отложения наиболее четко выделяются в разрезах и полностью сопоставляются с одновозрастными отложениями Русской платформы. Для фораминиферового сообщества характерно появление многочисленных эоштаффелл и астероархедискусов, а для брахиопод — *Gigantoproductus striato-sulcatus* Schwetz., *Semiplanus semiplanus* Schwetz., *Striatifera striata* Fisch.

Веневский горизонт и серпуховский надгоризонт в разрезах верхнего течения р. Усы не расчленены потому, что для них характерен единый фораминиферовый комплекс. Эти отложения представлены детритусовыми и водорослевыми известняками с мощными прослоями доломитов в верхах разреза. Мощность 160—170 м.

Протвинский горизонт намюрского яруса представлен светлыми афанитовыми и водорослевыми известняками (100—120 м) с прослоями желтовато-коричневых кремней. В известняках обильные фораминиферы: *Plectogyra similis* Raus. et Reittl., *Pl. omphalota* Raus. et Reittl., *Eostaffella ikensis* Viss., *E. paraprotva* Raus. и др.

Краснополянский горизонт установлен только в Хановейском разрезе, в районе слияния рек Б. Усы и М. Усы они размыты. Он представлен светлыми водорослевыми (унгареллово-донецелловыми) и шламово-мелкодетритусовыми известняками с прослоями желтых кремней, с остатками фораминифер: *Eostaffella pseudostruvei* Raus., *E. protovae* Raus., *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* Reittl., *Neoarchaediscus postrugosus* Reittl., брахиопод: *Buxtonia mosquensis* Iv an., *Dictyoclostus incaeformis* Semich. Вся мощность нижекаменноугольных отложений 990—1200 м.

Нижнекаменноугольные отложения по фауне и литологическому составу, аналогичные разрезу верховьев р. Усы, вскрываются и в разрезе р. Лёкелец, где низы турнейских отложений обнажены фрагментарно и имеют мощность около 100 м. Мощность визе здесь около 400 м и намюра 110—120 м. В разрезе по р. Воркута визейские отложения, аналогичные одновозрастным отложениям верховьев р. Усы, вскрываются только в составе верхневизейского подъяруса (380 м) и протвинского горизонта намюра мощностью 120 м. В разрезе глубокой параметрической скважины Ярвож-1, расположенной на севере Косью-Роговской мегасинклинали, установлены карбонатные отложения турнейского, визейского и намюрского ярусов. На западном склоне Приполярного Урала в бассейнах рр. Косью, Кожим, Инта развиты отложения тех же ярусов.

Нижний карбон широко распространен на гряде Чернышева. Помимо бобриковского горизонта, развитого только на юге гряды (рр. Б. Сыня и Кымбажью) и представленного терригенными прибрежно-морскими образованиями, остальная часть разреза сложена различными карбонатными породами.

Нижнекаменноугольные, преимущественно карбонатные, отложения устроены во многих разрезах Печорского Приуралья [138, 88]. Вдоль восточного крыла Большесынской синклинали до истоков р. Б. Сыня прослеживаются выходы карбонатных отложений турнейского, визей-



ского и намюрского ярусов, сходные с разрезами гряды Чернышева. Они вскрываются также вдоль течения р. Гердюю (приток Б. Патока) и широкой полосой пересекают р. Б. Паток в районе устья руч. Шпанаель. К Ю эта полоса раздваивается в направлении к р. М. Паток и к Ср. Воротам на р. Шугор.

На р. Б. Паток турнейский ярус представлен различными типами известняков с кремнями в верхах разреза. Нижняя граница проводится здесь в основании заволжского горизонта по появлению частых *Eoendothyra communis* R a u s. и *Quasiendothyra kobeitusana* R a u s.

Нерасчлененные отложения нижнего карбона Печорской гряды показанные на карте в своем составе, имеют турнейские, визейские и намюрские образования, подробно описанные выше.

### Нижний — средний отделы

Нерасчлененные отложения нижнего и среднего карбона выделяются на карте в Лемвинской фациальной зоне, где представлены так называемой яйюской свитой, в Елецкой фациальной зоне (на Урале, грядах Чернова и Чернышева), в пределах Печорской гряды и в Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах.

*Яйюская свита* (C<sub>1-2j</sub>a) развита в басс. Хароты (Лемвинской), в верховьях левых притоков р. Юньяги и в басс. рр. Ельца и Соби.

Яйюская свита изучалась К. Г. Войновским-Кригером, А. И. Елисеевым и К. П. Евсеевым. Для разрезов характерны песчаники, часто известковистые, и известняки, иногда песчаные. Нередки различные сланцы, в основном глинистые и кремнисто-глинистые. В отдельных разрезах встречаются кварциты, кварцитовидные песчаники, аргиллиты и конгломераты (р. Пальникъю); слюдястые алевролиты (руч. Второй р. Сось); углито-глинистые сланцы (р. Няньворгавож). Типичными можно считать разрезы по р. Пальникъю и Второму ручью р. Сось. По р. Пальникъю яйюская свита представлена в основном кварцитами, кварцитовидными песчаниками, песчаниками с растительным детритом и аргиллитами, сходными с песчаниками и аргиллитами кечпельской свиты нижней перми, известковистыми алевролитами и конгломератами. На Втором ручье р. Сось разрез представлен двумя толщами: нижней (360 м), состоящей в основном из темно-серых известняков с редкими прослоями темно-серых кремнисто-глинистых сланцев и верхней (410 м), характеризующейся переслаиванием черных и темно-серых кремнисто-глинистых и глинистых сланцев с темно-серыми слюдястыми алевролитами, реже песчаниками. Свита охарактеризована фауной фораминифер: *Archaediscus* cf. *krestovnikovi* R a u s., *Mstinia* ex gr. *ziganensis* G r o z d. et L e b., *Plectogyra* ex gr. *omphalota* R a u s. et R e i t l., *Globoendothyra* ex gr. *globulus* E i c h w., *Tetrataxis paraminuta* V i s s. и водоросли *Calcifolium okensis* S c h w e z. et V i r., позволяющими относить слои к верхнему визе. В низах свиты по руч. Грубешор (левый приток р. Грубею) найден радиолярит с обилием радиолярий из родов *Staurolonche*, *Carposphaera*, *Dorysphaera*, *Stylosphaera* и др. Этот комплекс радиолярий аналогичен комплексу из райизской свиты нижнего карбона (см. райизскую свиту).

Из известняков верхних горизонтов яйюской свиты, развитой на Третьем ручье р. Сось, К. П. Евсеев собрал фораминиферы: *Profusulinella* sp., *Ozawainella* sp., *Pseudostaffella* sp., *Schubertella* sp. характеризующие, по мнению М. А. Калмыковой, средний карбон не старше верхов башкирского яруса. Несколько выше по разрезу в известняках обнаружены фораминиферы московского яруса: *Schubertella pauciseptata* R a u s. var. *globata* S a f., *Profusulinella* ex gr. *simplex* S a f., *Pr. prisca* D e p r a t, *Pseudoendothyra* cf. *moelleri* O z a w a.

Таким образом, возраст яйюской свиты определяется для разных районов по разному. Для верховьев р. Собы и р. Харуты, где развиты нижележащие (райизская и няньворгинская свиты), он определяется в пределах верхнего визе — московского яруса, для остальных районов в пределах турне — московского яруса. Мощность свиты более 770 м. в пределах турне — московского яруса. Мощность свиты более 770 м.

Нижняя граница яйюской свиты различна. Там, где она залегает на райизской и няньворгинской свитах, граница проводится условно. В районах, где няньворгинская и райизская свиты отсутствуют (рр. Пальникью, Грубею, Лагорта, Елец) яйюская свита со стратиграфическим перерывом лежит на разных горизонтах пагинской (верхний девон), харотской (силур — нижний девон) и даже грубеиской (нижний — средний ордовик) свит. Верхняя граница яйюской свиты определяется по-разному. Одни исследователи (К. П. Евсеев, Е. Н. Гессе и др.) считают, что вышележащая кечьпельская свита нижней перми чаще со стратиграфическим перерывом залегает на более древних толщах, в том числе и на яйюской свите. Другие (К. Г. Войновский-Кригер и др.) говорят о повсеместном согласном залегании яйюской и кечьпельской свит, и возраст последней определяют верхним карбоном — нижней пермью.

*Нерасчлененные ниже-среднекаменноугольные отложения* ( $C_{1-2}$ ) в елецких фациях выделяются на севере района, где недостаток фактического материала не позволяет провести расчленение на отделы. В центральной части гряды Чернова, западнее р. Тарью, по редким обнажениям и геофизическим данным прослеживается полоса нижнего карбона. На руч. Койтоюнко (приток р. Падимейтивис) обнажаются верхнетурнейские отложения, представленные окремненными известняками с прослоями кремней с фауной *Latiendothyra* ex gr. *latispiralis* L i p. и *Fusiella* ex gr. *tornacensis* K o n. На р. Тарью вскрывается разрез верхневизейских органогенных известняков и доломитов (225 м), в котором по фауне фораминифер выделяются отложения алексинского, михайловского и веневского горизонтов. На руч. Нядейтивис известны небольшие выходы светлых известняков протвинского горизонта с *Eostaffella* ex gr. *protvae* R a u s.

На севере гряды Чернышева, на р. Шернядейта, вскрывается разрез нижнего карбона, где наблюдаются темные верхнетурнейские известняки с редкой фауной фораминифер (*Latiendothyra* sp., *Tournayella* sp.). Их непосредственно покрывают нижневизейская толща (30 м) известняков, кремней, аргиллитов с богатым комплексом фораминифер косьвинского горизонта, в котором наряду с кизеловскими формами встречены *Dainella cognata* G a n., *D. amentata* G a n., *D. ex gr. elegantula* B r a z h n., *Globoendothyra* sp., *Haplophragmella* sp., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* B r a d y.

Выше залегают тульские (15 м) и верхневизейские известняки (130 м) с богатой фауной фораминифер и брахиопод окского надгоризонта. По геофизическим данным и единичным скважинам, полоса среднекаменноугольных осадки в центре гряды Чернова и на севере гряды Чернышева не встречены, но их присутствие вероятно.

Нерасчлененные ниже-среднекаменноугольные отложения слагают узкую синклиналь восточнее слияния рек Б. Уса и М. Уса, вырывающуюся здесь по отдельным выходам визейских известняков и нижнепермских терригенных пород. Полоса отдельных выходов толщи показана по геофизическим данным среди поля развития пермских отложений между верховьями р. Сыръяги и р. Кара.

## Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения развиты на Урале, грядах Чернова и Чернышева, на Печорской гряде, а также в Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах. Они залегают со стратиграфическим перебивом на протвинских известняках, реже — на краснополянских. По комплексу фауны в составе среднего карбона устанавливаются отложения башкирского и московского ярусов, представленные обычно водораслевыми известняками. Наиболее полно в пределах Елецкой фациальной зоны они развиты на севере района в разрезе р. Воркуты и в скв. НГК -1.

Башкирский ярус (60 м) устанавливается по составу фораминифер, в котором наибольшее значение имеют многочисленные представители родов *Eostaffella*, *Neoarchaediscus* и *Pseudostaffella*: *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* Reitl., *Neoarchaediscus gregorii* Dain, *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. lenticula* Grozd. et Leb., *E. protvae* Raus., *E. aff. exilis* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., водоросли *Ungdarella*, *Berezella*. Отложения верхнебашкирского подъяруса характеризуются появлением *Pseudostaffella ex gr. gorskyi* Dutk., *Ps. paracompressa* Saf., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Schubertella* sp.

Московский ярус (15 м) на большей части рассматриваемой территории, исключая южные районы и гряду Чернышева, представлен только нижним подъярусом. В составе фораминифер преобладают многочисленные представители рода *Ozawainella* (в том числе *Oz. ex gr. mosquensis* Raus., *Oz. crassiformis* Putr., *Oz. rhomboidalis* Putr., *Oz. pogorevichi* Raus., *Oz. aff. aurora* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *Ps. sphaeroidea* Ehrenb., *Ps. gorskyi* Dutk., брахиоподы — *Orthotetes regularis* Waag., *Avonia pseudoaculeata* Krot., *Waagenoconcha ex gr. humboldti* d'Orb., *Echinoconchus fasciatus* Kut. Общая мощность среднекаменноугольных отложений 65—70 м. Верхняя граница среднего карбона определяется залеганием на нем мергелистых известняков сезымской свиты ассельско-сакмарского возраста.

Сходный разрез среднего карбона (60—70 м) в составе башкирского яруса и нижнемосковского подъяруса установлен и в верхнем течении р. Усы, на р. Лёкелец, а также на севере гряды Чернышева, в скв. 456. В верховьях р. Лемвы средний карбон присутствует в полном объеме, так как там известны фаунистически охарактеризованные отложения верхнемосковского подъяруса. В башкирском ярусе в ряде пунктов выпадает часть отложений из разреза. Так, в разрезе скв. 456 отсутствуют верхнебашкирские, а в разрезах р. Воркуты и верховьев р. Усы — нижнебашкирские отложения.

В Печорском Приуралье среднекаменноугольные карбонатные отложения пользуются широким распространением [88, 138]. В их составе здесь установлены осадки башкирского и московского ярусов. Нижняя граница среднего карбона проводится по появлению комплекса башкирских фораминифер, верхняя — в подошве трансгрессивно залегающих ассельских известняков нижней перми.

Полоса среднекаменноугольных отложений установлена на большом протяжении вдоль р. Б. Сыни, до самых ее верховьев. Они обнажаются и на водоразделе рр. Б. Сыня и Б. Аранец, в верховьях руч. Верный и прослеживаются от среднего течения р. Б. Паток к низовьям р. М. Паток. Их выходы установлены также по р. Гердюю (левый приток р. Шугор) и на р. Шугор в районе Средних и Верхних Ворот. Башкирские известняки слагают ядра узких гребневидных антиклиналей в басс. р. Катяель (левый приток Шугора). Московские же отложения здесь выпадают из разреза. Наиболее полный разрез среднего карбо-

на наблюдается в обнажениях ниже устья руч. Бочеель, в Верхних и Средних Воротах р. Шугора. Здесь водорослево-детритусовые известняки нижнебашкирского подъяруса достигают мощности 80 м. Среди фораминифер характерными являются *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. proozawai* Kir., *Ps. pumila* Grozd. et Leb., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* Reitl. Верхнебашкирский подъярус выпадает из разреза.

Полный разрез московского яруса, представленный обломочными, реже доломитизированными известняками с богатой фауной фораминифер, изучением которого занимались Д. М. Раузер-Черноусова, Г. М. Беляев и Е. А. Рейтлингер (1936 г.), известен в районе Верхних Ворот р. Шугор. Для нижнемосковского подъяруса мощностью до 100 м характерны *Ozawainella* cf. *mosquensis* Raus., *Schubertella pauciseptata* Raus., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb. Верхнемосковские отложения мощностью около 150 м характеризуются *Fusulina* cf. *elegans* Raus. et Bel., *Fusulinella eopulchra* Raus., *F. pulchra* Raus., *Pseudoendothyra moelleri* Oz., *Wedekindellina uralica* Dutk.

В пределах Печорской гряды развиты отложения башкирского и московского ярусов. Лишь в басс. р. Лыжи найдены разрозненные обнажения известняков только башкирского возраста. В Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах среднекаменноугольные породы вскрыты только скважинами. Обычно они с разрывом залегают на более древних отложениях. Их мощность 180—240 м.

Известняки башкирского возраста (30—50 м) обычно трансгрессивно залегают на нижнеамурских или верхневизейских, но местами они и вся вышележащая часть карбона отсутствуют. Известняки нередко доломитизированные мелкозернистые светло-серые с прослоями пестроокрашенных глин, с фауной *Pseudostaffella antiqua* Dutk.

Отложения московского возраста к Ю и С от Печорской гряды вскрыты скважинами: М. Пера-1, Верхний Сабысь-1, Шапкино-1 и др. Иногда их удается расчленить на два подъяруса. Нижний подъярус (80—100 м) сложен мелкозернистыми нередко органогенными серыми известняками с тонкими прослоями буроватых глин, содержащими *Profusulinella prisca* Derг., *P. rhomboides* Lee et Chen.; Верхний подъярус (70—95 м) представлен известняками, иногда доломитизированными мелкозернистыми светло-серыми с фауной: *Profusulinella trisulcata* Thomp.s., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel. Местами вверху разреза тонкие прослой глин.

## Средний и верхний отделы

Отложения среднего и верхнего карбона, развитые в бассейнах рр. Косью, Кожим, Б. Инта и на гряде Чернышева (кроме северной части) из-за мелкого масштаба карты пришлось объединить в одно целое, хотя по комплексам фауны здесь выделяются отложения башкирского, московского ярусов среднего отдела, гжельский и оренбургский ярусы верхнего отдела. Кроме того, верхний карбон вскрыт скважинами в Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах.

Наиболее полный разрез описан А. И. Елисеевым [44] на р. Шарью, где башкирский ярус расчленяется на два подъяруса. В нижнем подъярусе, сложенном водорослевыми, мелкодетритусовыми и шламовыми известняками, по комплексу фораминифер установлены отложения двух горизонтов: северокельтменского (16 м), охарактеризованного *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua grandis* Schlyk., *Ps. korobezkikh* Raus. et Saf., *Ps. varsanofievae* Raus., *Ps. sofronizkyi* Saf., прикамского (20 м) с *Pseudostaffella staffellaeformis* Kir., *Ps. praegorskyi* Raus., *Ps. compressa* Raus., *Ps. proozawai* Kir., Отложе-

ния верхнебашкирского подъяруса (40 м) слагаются водорослево-детритусовыми и шламовыми известняками с прослоями кремней. Фораминиферы: *Pseudostaffella gorskyi* Dutk., *Ps. proozawai* Kir., *Ps. praegorskyi* Raus., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *O. vozhgatica* Grozd. et Leb., *Eostaffella mutabilis* Raus.

Отложения нижнемосковского подъяруса представлены детритусово-водорослевыми известняками с кремнистыми образованиями и расчленяются на верейский и каширский горизонты. Верейский горизонт (30 м) содержит фораминиферы *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Pr. prisca* Dergrat, *Ps. pseudorhomboidalis* Putrja, *Ps. rhombiformis* Brazhn. et Pot., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *Schubertella obscura mosquensis* Raus. Каширский горизонт (15 м) охарактеризован появлением *Schubertella gracilis* Raus., *Sch. obscura* Lee et Chen, *Ozawainella tingi* Lee, *Oz. angulata* Colani, *Oz. pogorevichi* Raus., *Pseudostaffella khotunensis* Raus., *Profusulinella prisca* Dergrat, *P. paratimanic* Raus. Верхнемосковский подъярус (10 м), слагаемый детритусовыми и водорослевыми известняками, присутствует не в полном объеме и охарактеризован фораминиферами: *Wedekindella uralica* Dutk., *Pseudostaffella paradoxa* Dutk., *Fusulinella pseudobocki* Lee et Chen, *F. pulchra* Raus. et Bel.

Гжельский ярус (70 м) слагается криноидно-детритусовыми, коралловыми, шламовыми и обломочными известняками. По фораминиферам устанавливается присутствие слоев зоны *Triticites montiparus* Ehrenb., объединенных зон *Tr. arcticus* Schellw. и *Tr. acutus* Dupn. et Sondra и зоны *Tr. rossicus* Schellw.

Оренбургский ярус (20 м) в составе зоны *Daixina sokensis* представлен криноидно-мшанковыми и шламовыми известняками с желваками кремня, содержащими *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Daixina* sp. Граница с пермской системой проводится в подошве толщи гидрактиниоидных известняков, по появлению представителей рода *Schwagerina*.

Сходные разрезы среднего и верхнего карбона известны на pp. Застрешинской, Б. Саръюге, Войпенданью. На севере гряды Чернышева (р. Харута, руч. Ульвож) частично из разреза выпадают верхнемосковские отложения. В разрезе руч. Ульвож верхнекаменноугольные мшанковые и гидрактиниоидные известняки, частично мергели имеют сокращенную мощность (гжельский—32 м, оренбургский—10 м). Севернее широты р. Фомаю верхний карбон на гряде Чернышева отсутствует.

Объединенные средне- и верхнекаменноугольные отложения прослеживаются полосой вдоль западного склона Приполярного Урала, от верховьев р. Б. Инты до р. Косью. Нерасчлененные башкирские отложения (40 м), состоящие из детритусовых известняков и известняковых брекчий, обнажаются на р. Б. Инта. Фрагментарно московские отложения, представленные детритусовыми, гидрактиниоидными известняками и известняковыми брекчиями, а также верхнекаменноугольные (гжельские) гидрактиниоидные и мшанково-полидетритусовые известняки (до 60 м) вскрываются в разрезах рек Косью и Б. Инта.

В разрезе р. Кожим установлено присутствие нижнебашкирских (40 м) и верхнебашкирских (50 м) водорослево-детритусовых известняков, охарактеризованных фауной фораминифер, близкой к вышеописанной фауне гряды Чернышева. Московские отложения, представленные здесь мшанково-детритусовыми известняками с известняковыми брекчиями, по комплексам фораминифер расчленяются на нижнемосковские (около 40 м) и верхнемосковские (30—40 м). Верхний карбон представлен мощной (до 200 м) толщей мшанково-брахиоподовых рифогенных известняков, охарактеризованных богатым комплексом брахиопод *Chonetes uralica* Moell., *Ch. variolata* d'Orb., *Kutorginella kutorgae* Tschern., *Brachythyris panduriformis* Kut., *Avonia tuberculatiformis*

Fig. d. Граница с пермской системой проводится в подошве ассельского яруса в однородной толще мшанково-брахиоподовых известняков по появлению частных *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps. parafecunda* Shamm.

Полоса объединенных средне- и верхнекаменноугольных отложений (известняки, реже доломиты) прослеживается также в Печорском Приуралье, в басс. р. Гердью (правый приток р. Б. Паток) и у Нижних Ворот р. Щугор. В басс. р. Гердью присутствуют отложения башкирского и московского ярусов [88], представленные водорослево-детритусовыми известняками с *Triticites whitei* Raus. et Bel., *Tr. petschoricus* var. *brevis* Raus. et Bel., *Tr. primigenius* Raus. et Bel., указывающие на присутствие верхнего карбона. В разрезе Нижних Ворот р. Щугор башкирские отложения представлены известняками и известняковыми брекчиями мощностью 110 м. Московский ярус (130 м) представлен детритусовыми известняками с прослоями и линзами кремней в низах разреза и переслаиванием известняков, кремней и аргиллитов вверх. В составе верхнего карбона здесь выделяются гжелский ярус (35 м), слагаемый известняками с прослоями аргиллитов с фауной *Triticites arcticus* Schellw., *Tr. acutus* Dunb. et Condra, *Tr. rosicus* Schellw., *Protriticites* ex gr. *pseudomontiparus* Putr. и *Spiriferella gjelensis* Ster. К оренбургскому ярусу условно относится толща кремнистых известняков мощностью до 60 м с *Protonodosaria* sp., *Syzrania* sp. Выше залегают известняки ассельского яруса нижней перми.

В Ижма-Печорской и Колво-Печорской впадинах верхний карбон по данным бурения сложен известняками мелкозернистыми и органогенными, чередующимися с известняками доломитизированными и доломитами с *Fusulinella usvae* Dutk., *Triticites* cf. *magnus* Ros., *T. jigulensis* Raus. Мощность 70—150 м.

## Нерасчлененные каменноугольные отложения

Нерасчлененные отложения карбона показаны на карте только в Шарью-Заостренской синклинали в средней части гряды Чернышева и под названием воргашорской свиты, в среднем течении р. Елец, по ее руч. Воргашор, в басс. р. Хароты (Елецкой), по рекам Б. Хойла, Пага, Харота (Лемвинская), Чигим-Харота и другим рекам.

*Воргашорская свита* (Cvr) по составу изменчива, но в основном для нее характерно трехчленное строение — кремнисто-глинистый состав нижней и верхней частей и карбонатный — средней. Наилучший разрез свиты известен в среднем течении р. Хароты (Лемвинской), где он был изучен К. Г. Войновским-Кригером, К. П. Евсеевым, А. И. Елисеевым и др.

Нижняя подсвита (150 м) представлена черными, серыми, зеленоватыми и синевато-серыми кремнистыми сланцами с прослоями кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Возраст определяется находками *Allorisma* sp. и радиолярий *Cenosphaera* и *Dorysphaera*, указывающих, по мнению А. И. Жамойды, скорее всего на средний палеозой, что не противоречит предположению о турнейском, возможно, частично визейском возрасте этой подсвиты.

Средняя подсвита (30 м) сложена серыми битуминозными известняками с линзами черного кремня, глинистыми известняками, доломитами, иногда брекчиевидными. Различные, но в основном глинистые и кремнисто-глинистые, сланцы имеют подчиненное значение. В подсвите найдены остатки *Goniatites* ex gr. *crenistria* Phillips, *Girtyoceras* ? sp. и *Pronorites* sp., позволяющие относить породы к низам верхнего визе. На р. Молюдвож обнаружены *Productus* cf. *martini* Sow., *Cardiola* sp., *Aviculopecten* sp., по заключению А. П. Ротая, также определяющие ви-

зейский возраст пород. На руч. Воргашор (приток р. Ельца) К. Г. Войновский-Кригер [15] встретил остатки фораминифер и брахиопод: *Endothyra prisca* Raus., *Hyperammina elegans* Raus. et Reittl., *Archaeidiscus karrer* Brady, *Chonetes papilionacea* Phill., *Productus* (*Linoprotectus*) cf. *cora* Orb., *Pr.* (*Striatifera*) *striatus* Fisch., *Pr.* (*Overtonia*) *fimbriatus* Sow., *Pr.* (*Plicatifera*) *plicatilis* Sow., *Aviculopecten obliquus* Jap. и др.

Верхняя подсвита (200 м) обладает пестрым составом, который различен в разных районах. На р. Харота (Лемвинская) она, по данным К. Г. Войновского-Кригера, представлена черными, серыми, мягкими, глинистыми, кремнисто-глинистыми или углисто-глинистыми сланцами с темно-серыми и черными кремнисто-глинистыми конкрециями, серыми довольно мягкими песчанистыми известняками или известковистыми алевролитами с конкрециями (до 15 см) известняка и кремня.

На руч. Воргашор [15] в верхней подсвите известны остатки *Chonetes* sp., *Ch.* (*Semenovia*?) sp., *Aviculopecten* aff. *clathratus* McCoy, *Athyris* sp., и радиолярий *Carposphaera* sp. и *Sphaerozoum* sp. На р. Чигим-Харота из желтовато-бурого алевролита получены споры *Zonotriletes mirabilis* Lub., *Z. crassus* Kov., *Z. bellus* Kov. et Andr., присущие среднему — верхнему карбону. Мощность воргашорской свиты 300—380 м. Возраст ее датируется в пределах нижнего, среднего и возможно верхнего (?) карбона. Нижняя граница свиты определяется по-разному. В одних случаях (р. Харота Лемвинская) воргашорская свита несогласно залегает на харотской свите силура — нижнего девона, в других (р. Пага) — согласно на кремнистых породах пагинской свиты верхнего девона. Контакт воргашорской свиты и перекрывающей ее кечьпельской свиты наблюдался многими исследователями, но полной ясности о характере их границы нет. Это объясняется сходством пород верхних слоев воргашорской свиты и нижних — кечьпельской свиты. Залегание кечьпельской свиты на различных горизонтах более древних пород, вплоть до грубеинской свиты нижнего — среднего ордовика, говорит о наличии предкечьпельского перерыва.

Каменноугольные отложения на севере Шарью-Заостринской синклинали показаны без расчленения на отделы из-за мелкого масштаба карты, не позволившего изобразить эти подразделения. Они представлены теми же отложениями, что и на юге синклинали.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены на рассматриваемой территории. Пермская система представлена в полном объеме, однако в некоторых типах разрезов не всеми ярусами. Намечается три региона, резко отличающиеся по типам разрезов: 1) Лемвинская фациальная зона, 2) северная часть Предуральяского краевого прогиба, 2) Печорская низменность.

К В от Главного Уральского глубинного разлома пермские образования отсутствуют.

В Предуральском краевои прогибе выделяются три структурно-фациальные зоны и отвечающие им три типа разреза. Приуральская структурно-фациальная зона — Воркутский тип разреза характеризуется мощным (3000—6300 м) разрезом перми, максимальной стратиграфической амплитудой распространения угленосности и неморских отложений и другими особенностями. Приплатформенная, западная, структурно-фациальная зона — тальбейско-шарьинский тип разреза отличается меньшей мощностью перми (1800—3000 м), меньшей стратиграфической амплитудой распространения угленосности, большим уча-

ствием морских и лагунных фаций. Оба эти типа разреза приурочены к наиболее угленосной расширенной части Предуральяского краевого прогиба, имеют ряд общих стратиграфических подразделений и описываются совместно. Третья структурно-фациальная зона (юго-западная, суженная часть краевого прогиба) — большесынинский тип разреза отличается непромышленной угленосностью, присутствием интервалов с пестроцветными отложениями и другими особенностями.

## Нижний отдел

Среди разрезов большесынинского типа установлены все ярусы перми, но к ЮЗ большая часть нижнепермских отложений выклинивается. Мощность отложений достигает 2500 м и более. Границы ярусов приняты с большой долей условности.\*

*Ассельско-сакмарско-артинские отложения* ( $P_{1as-a}$ ) на карте изображены объединенными из-за малой их мощности. В целом же это — внизу карбонатная, выше терригенно-карбонатная и терригенная толща мощностью от 20—90 м на Печоргородской площади до 700 м в среднем течении р. Шугор.

Отложения ассельского — сакмарского ярусов на западе представлены морчановской и кожвездорской свитами, сложенными серыми и коричневато-серыми детритусовыми брахиоподово-криноидно-мшанковыми, иногда фузулиновыми, часто глинистыми и кремнистыми известняками (23—35 м) с фораминиферами *Pseudofusulina urdalensis* Ra u s. и др. Восточнее им отвечают пестрые мергели и известняки шаркыртинской свиты (35—45 м). На Ю, в басс. р. Шугор и около Еджидкырты, ассельские отложения не выделены; мощность сакмарского яруса — 30—450 м, она резко увеличивается к В.

*Артинский ярус* ( $P_{1a}$ ) наиболее полно вскрыт на В Большесынинской мегасинклинали. К нижней половине артинского яруса относятся вочаельская, орловкинская и шеркыртаельская свиты. Вочаельская свита (50—400 м) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами и мергелями с мшанками — *Ptiloporella irregularis* Nikif. и др. Орловкинская свита (50—200 м) представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с брахиоподами *Ambocoelia tschernyschevi* Lich. и аммоноидеями *Uraloceras* и *Artinskia*. Шеркыртаельская свита (мощность до 250 м) складывается преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов и пелитоморфных известняков с аммоноидеями — *Crimites subkpotowi* R u z h. В западных районах все три свиты замещаются карбонатной толщей (известняки глинистые и брахиоподово-мшанковые, мощность 50—100 м) с фораминиферами — *Pseudofusulina juresanensis* Ra u s., *Ps. ziganica* Viss., *Ps. paraconessa* Ra u s., *Parafusulina lutugini* Schellw.; мшанками — *Fenestella bifida* Eichw., *Polypora kolvae* Stuck., и брахиоподами — *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Stenosisma mutabilis* Tschern. К верхам артинского яруса, возможно, относится нижняя часть (80—175 м) кыртадинской свиты, сложенной песчаниками и алевролитами с прослоями известняков, охарактеризованных находками мшанок *Batostomella*, считающихся позднеартинскими, и единичной находкой фораминифер *Parafusulina* cf. *prolutugini* Ra u s., однако спорово-пыльцевой комплекс, по В. К. Тельновой, отвечает аячягинской свите.

*Кунгурский ярус* ( $P_{1kg}$ ) вскрыт буровыми скважинами и обнажен в низовьях р. Б. Шугор и др. На западе кунгурские отложения залегают обычно с размывом на карбоновых и ассельско-сакмарских, реже артинских известняках, на востоке — с постепенным переходом на тер-

\* На карте все подразделения перми, по мнению А. В. Македонова, правильнее было бы показывать не в ярусах, а свитах.



ригенных верхнеартинских отложениях. Кунгурский ярус представлен переслаиванием терригенных пород (частично известковистых), песчаников (местами нефтеносных), алевролитов, аргиллитов, глин (сероцветных, с отдельными прослойками и включениями бурых и коричневых), редких мергелей и известняков с немногочисленными известковистыми и пиритовыми конкрециями. Это мелководно-морские и лагунные отложения; мощностью в Переборской антиклинали от 70—140 м, в Приуралье до 500—600 м.

Отложения охарактеризованы фауной фораминифер *Cornuspira kamae* Tsch., *Nodosaria postcarbonica* Spand., *N. magocephala* Sol., *Hemigordius amicus* Igon., *H. schlumbergeri* Howchin. и др.; брахиопод — *Lingula arctica* Mil., *orientalis* Gol., *Linoproductus aagardi* Toul., *L. cora riphaeicus* Step., *Waagenoconcha irginae* Step., *Rhynchopora nikitini* Tsch., *Pseudomarginifera kulikii* Frcks и др.; флорой *Samaropsis frigida* Neub. Выделены две свиты. Первая свита — кыртадинская (40—570 м), возможно, в низах еще верхнеартинская. Ее слагают песчаники, алевролиты, известняки с морской фауной — *Tetrataxis secunda* Zol. et Igon., *Geinitzina chusovensis* Raus., *Lingula arctica* Mil. и др.; в западных разрезах она выклинивается.

Вторая свита описана ухтинскими геологами как нижняя подсвита большеелмачской свиты, но сейчас должна рассматриваться в ранге свиты. Она сложена серыми песчаниками, серыми и темно-серыми алевролитами, глинами, глинистыми известняками и мергелями, мощностью 140 м, содержащими фауну — *Astartella permocarbonica* Tschern., *As. raricostata* Demb. и флору — *Cordaites lineatus* (Neub.) Meyen., *Samaropsis frigida* Neub., *S. uncinata* Neub., *S. triquetra* Zal. Комплекс фауны, флоры, спор и пыльцы (по заключению В. Д. Тельновой) указывают на позднекунгурский (иреньский?) возраст.

В Лемвинской фациальной зоне нижнепермские отложения представлены кечпельской свитой.

*Кечпельская свита* ( $P_{1kr}$ ) [15] залегает без ясно выраженного углового несогласия, но, по-видимому, со стратиграфическим перерывом на воргашорской свите. Местами в основании разреза обнаружены базальные конгломераты. Свита сложена флишевым чередованием полимиктовых песчаников, алевролитов (часто с растительным детритом) и резко подчиненных глинистых сланцев; местами — немногочисленные кремнистые (?) конкреции. Среди растительных остатков установлены неггератиопсисы, указывающие на пермский возраст. Ряд косвенных соображений позволяет ориентировочно считать, что большая часть разреза свиты имеет ассельско-сакмарско-артинский возраст. Мощность около 1500 м.

В Приуральской структурно-фациальной зоне воркутский и шарьинский типы разрезов снизу вверх сложены заостренской толщей, юнъягинской, воркутской и печорской сериями. Они местами делятся на свиты, сочетания свит, местами выделяются как нерасчлененная пермь.

*Заостренская толща* ( $P_{1zs}$ ) распространена в басс. р. Кожим и на юге гряды Чернышева. Стратотипический разрез по р. Заостренной: известняки, органогенные и детритусовые, в верхней части с горизонтами кремневых конкреций. Мощность 30—150 м. Свита залегает согласно на известняках верхнего карбона, покрывается согласно на западе и юго-западе известняками шарьинских слоев, на востоке и севере сезымской свитой. Богатая фауна, соответствующая низам ассельского яруса: фораминиферы — *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch. vulgaris* Scherb., *Sch. borealis* Scherb., *Sch. kumajica* Scherb., *Pseudofusulina paragregaria* Raus., *Ps. krotowi* Schellw. и др.; брахиоподы — *Wellerella rudnevi* Frcks, *Choristites jigulensis* Stuck., *Spiriferella mica* Varch. и др.

*Юньягинская серия (P<sub>1j</sub>)*. Распространена в пределах почти всего Северо-Печорского прогиба. Стратотипический разрез около р. Воркуты, севернее устья р. Юньги: серые и зеленовато-серые алевролиты, песчаники, аргиллиты (иногда резко подчиненные гравелиты) с двух- и трехчленным ритмичным чередованием. В основании разреза — пачка глинистых известняков и мергелей (сезымская свита). Морская, главным образом мелководная, фауна — фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы (преобладают), крionoидеи, пелециподы, амфиоподы, гастроподы, аммоны. В отдельных слоях растительные остатки (паракаламиды, кордаиты, папоротникообразные). Во всей серии, кроме низов нижней свиты, встречаются: фораминиферы — *Nodosaria praecursor* Raus., *N. clavatooides* Raus. и др.; брахиоподы — *Chonetina minima* Krot., *Ch. pseudotrapezoidalis* Mil., *Plicatifera neoplicatilis* Step., *Marginifera* (?) *stuckenberghiana* Krot., *Calliprotonia sterlitamakensis* Step., *Chaoiella gruenewaldti* Krot., *Linoproductus ufensis* Frecks, *Linoproductus aagarii* Tschern., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Spiriferella* ex gr. *saranae* Vern. s. lato. Возраст серии — ассельско-сакмарский. Залегает без региональных угловых несогласий, трансгрессивно либо на заостренской толще, либо на разных горизонтах карбона. Покрывается везде согласно отложениями воркутской серии. Мощность от 1700—1800 м у границы с Лемвинской зоной до 500—600 м на севере гряды Чернышева.

Нерасчлененная юньягинская серия картируется в районе гряды Чернышева (границы свит и толщ не вполне ясны) и на северо-востоке территории, где из-за крутых падений или сложной тектоники узкие полосы распространения отдельных свит в масштабе 1:1 000 000 показать нельзя.

Нерасчлененные заостренская толща и юньягинская серия на правом берегу верховьев р. Б. Аранца\* представлены внизу фаунистически охарактеризованными карбонатными породами (заостренская и шарьинская толщи сарьюгинской свиты) — 400—450 м, а выше карбонатно-терригенными и терригенными осадками юньягинской серии до 1000—1100 м, общая мощность около 1500 м.

В Косью-Роговской и Коротайхинской мегасинклиналях серия расчленяется снизу вверх на четыре свиты — сезымскую, гусиную, бельковскую и талатинскую, которые на востоке и северо-востоке Косью-Роговской мегасинклинали картируются раздельно. На гряде Чернышева и в Большесынинской мегасинклинали состав и соответственно расчленение на свиты меняется. На С гряды Чернышева (тальбейский подтип разреза) серия представлена в нижней части нелыняшорской, в верхней — чернышевской толщами. На юге гряды Чернышева (шарьинский подтип) замещается карбонатными породами шарьинской толщи. На юге, в басс. р. Косью, серии отвечает карбонатно-терригенная толща общей мощностью до 1000 м.

*Сезымская свита (P<sub>1sz</sub>)* ( по р. Сезым, басс. р. Кара). Стратотипический разрез в обнажениях и карьере около цементного завода, севернее г. Воркуты. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на разных горизонтах карбона, покрывается согласно, без видимого перерыва, с резким контактом аргиллитами гусиной свиты. В ее состав входят серые, желтоватые, розоватые и зеленоватые массивные неравномерно-глинистые известняки с рассеянным пиритом, иногда переслаивающиеся с мергелями, алевролитами и аргиллитами. Местами в основании свиты — окисно-железистое и марганцовистое слабое оруденение (Инта, Воркута). Мощность 8—40 м. Обильная и разнообразная

\* На геологической карте показаны под индексом P<sub>1j</sub>.

мелководно-морская фауна фораминифер: *Nodosaria clavatoidea* R a u s., *N. parva* L i p., *Dentalina ampula* R a u s. брахиопод: *Fimbriaria cristatotuberculata* K o z l., *Linoproductus ufensis* T s c h e r n. (в верхней части), *Yakovlevia artiensis* T s c h e r n., *Achunoproductus achunovensis* S t e p., *Wellerella* (?) *rudnevi* F r e c k s (в нижней пачке); *Spiriferella gjeliensis* S t e p. (в нижней пачке) и др., аммоней — *Glaphyrites* cf. *pararhynchus* R u s z. (в нижней пачке), *Neopronorites rotundatus* M a x., *Neoglaphyrites satrus* M a x. и др. Комплекс фауны указывает на сакмарский (а в низах на позднеассельский) возраст. На юге Косью-Роговской мегасинклинали сезымской свите примерно отвечает известняково-терригенная толща мощностью 150 м. В западной, приплатформенной зоне прогиба сезымской свите и, возможно, низам гусиной свиты отвечает нельняшорская толща мощностью более 80 м. Это — мергели и глинистые известняки с подчиненными прослоями красных аргиллитов.

*Гусиная свита* ( $P_{1gs}$ ) распространена в восточной, пригеосинклинальной зоне краевого прогиба. Стратотипический разрез по р. Воркуте, где наблюдается переслаивание сероцветных и зеленовато-серых полимиктовых песчаников (в восточных и северных разрезах до 80—90%), алевролитов, подчиненных аргиллитов, местами слабо окремненных; известковые, кремнисто-известковые, кремнисто-глинистые и пиритовые конкреции. Редкие растительные остатки, редкая морская фауна. Мощность 150—500 м. Перекрывается согласно бельковской свитой. В восточных разрезах разделяется на две подсвиты (толщи): нижнюю, с преобладанием аргиллитов и с характерными конкреционными «шариками» (ярвожская толща), и верхнюю, с преобладанием песчаников (изьюрская толща), которые можно рассматривать и в ранге самостоятельных свит. В составе фауны нижней подсвиты отмечены брахиоподы — *Achunoproductus achunovensis* S t e p., *Productus* cf. *pseudoplicatilis* S t e p.; *Yakovlevia* cf. *pseudoartiensis* S t e p. и др.; аммоней — *Uraloceras involutum* V o i n.; *U.* cf. *burtiense* V o i n.; *U. suessi* K a r p., *Sakmarites vulgaris* K a r p., *Popanoceras annae* R u z h.; редкие кораллы, пелециподы, гастроподы, скафоподы, амфинебры, остракоды, чешуи рыб. Определимые растительные остатки, главным образом семена: *Samaropsis triquetra* Z a l., *Bardocarpus aliger* Z a l., *Sylvella* ex gr. *alata* Z a l. и др. В верхней подсвите встречаются мелкие лингулы и аммоней — *Paragastrioceras tschernovi* R u z h., *Uraloceras involutum* V o i n. и др. Возраст фауны нижней подсвиты — артинский, с присутствием отдельных сакмарских элементов. Возраст верхней подсвиты несколько условно считается раннеартинским, хотя не исключен и более молодой.

*Нерасчлененные сезымская и гусятая свиты* ( $P_{1sz+gs}$ ) восточнее Интинского и Воркутского м-ний картируются вместе из-за малой мощности сезымской свиты.

*Бельковская свита* ( $P_{1bl}$ ) распространена от р. Кожим до побережья Карского моря. Темно-серые алевритовые аргиллиты и неравномерноглинистые алевролиты, местами несколько окремненные, с прослоями крупнозернистых и песчаных алевролитов и полимиктовых песчаников. Многочисленные прослои и цепочки мергелистых, кремнисто-мергелистых, реже кремнисто-глинистых конкреций. Характерна мелкая флишодная ритмичность. Мощность 300—700 м. Фауна мшанки — *Ba-tostomella pudens* T r i z n a, *Rhombotrypella invulgate* T r i z n a; *Fenestella retiformis* S c h l o t h; *F. neoforaminosa* T r i z n a и др., брахиоподы — *Marginifera?* *stuckenbergiana* K r o t., *Horridonia borealis* H a u g h t, *Pseudomarginifera kulikii* F r e c k s, *Spiriferella* ex gr. *saranae* V e r n., *Neophricadothyris* cf. *rostrata* K u t. и др., аммоней — *Artinskia artiensis* G r u e n., *Paragastrioceras jossae* V e r n., *P. suessi* K a r p., *P.* cf. *fedorovi* K a r p., *P.* cf. *ellipsoidale* F r e c k s, *P. koejimensis* M a x. et T s c h.,

*Uraloceras suessi* Кагр., *Daraelites elegans* Tschern., *Waagenina* cf. *krasnopol'skiy* Кагр., *Popanoceras annae* Ruzh. и др. Существенно появление в верхах свиты первых элементов свальбардского [118] комплекса брахиопод — *Yakovlevia mammatiformis* Frcks. и др. В разрезе свиты по р. Кожим установлен комплекс морских остракод: *Healdia chapmani* Crespin, *Bairdia aculeata* Cooper, *B. kaschewarovaе* Mart., *B. subelongata* Jones et Kirkby, сопоставимый с комплексом остракод саргинского горизонта стратотипических разрезов артинского яруса, а также своеобразный спорово-пыльцевой комплекс со значительным количеством спор *Lycospora* (в среднем 13%) и пыльцы *Cordaitina*, *Vittatina*, *Striatoconiferites*.

*Талатинская свита* (P<sub>1</sub>tl) прослежена в восточной, пригеосинклинальной зоне прогиба. Полимиктовые песчаники и песчаные алевролиты (обычно 40—50%), частично известковистые; неясно-ритмически чередующиеся с подчиненными пачками алевролитов и аргиллитов. Немногочисленны мергелистые, кремнисто-мергелистые, реже кремнисто-глинистые конкреции, иногда прослой с растительным детритом (в песчаниках). В крайних северо-восточных разрезах встречены редкие прослой углистых пород в верхах свиты. Мощность к Ю и ЮЗ уменьшается: в Приуральской зоне 500—550 м, в разрезах по р. Воркуте 330—350 м, по р. Кожим — 300 м, в Ярвожской скважине — 250—290 м. Многочисленны горизонты с богатой и разнообразной морской фауной, среди которой характерны фораминиферы, мшанки, брахиоподы *Echinoconchus sterlitamakensis* Step., *Kochiproductus porrectus* Kut., *Lino-productus cora* d'Orb., *Pseudomarginifera kulikii* Frcks\*, *Yakovlevia mammatiformis* Frcks\*, *Horridonia borealis* Haugh, *Neospirifer neocameratus* Step., *N. subfasciger* Lich.), пелециподы, аммоноидеи (*Neopronorites permicus* Tch., *Parapronorites vulgaris* Кагр., *Paragastrioceras jossae* Vern., *Uraloceras suessi* Кагр., *U. fedorovi* Кагр., *Waagenina krasnopol'skiy* Кагр.). В разрезе по р. Кожим обнаружен комплекс морских остракод, почти тождественный комплексу остракод бельковской свиты. В самом верхе свиты (30 м) появляется новый комплекс остракод, продолжающийся до середины аячьягинской свиты (*Cavellina ellipticalis* Hamilton, *C. permiana* Kotsch. и др.). Этот комплекс, по Е. А. Гусевой, содержит 8 видов, характерных для саранинского горизонта Ср. Приуралья. Растительные остатки неопределимы до вида, местами многочисленны — обрывки паракаламитов, неггератиопсисов и лекоптерисов. Спорово-пыльцевой комплекс нижней половины талатинской свиты близок к комплексу бельковской свиты. Самые верхние слои (30—40 м) характеризуются новым комплексом, который отличается от предыдущего увеличением содержания пыльцы, в том числе *Vittatina* (18%), *Striatoconiferites* (15%), *Coniferales* (9%), *Florinites*. Возраст талатинской свиты принято считать позднеартинским.

Новые данные по морским остракодам подтверждают представление о позднеартинском возрасте, но если включить саранинский горизонт в кунгурский ярус, как это предлагают В. П. Горский и некоторые другие геологи, то верхние слои (30—40 м) свиты нужно считать кунгурскими. В. П. Бархатова [6] давно предлагала всю свиту или, по крайней мере, ее верхнюю часть относить к кунгуре (или пайхойскому ярусу по В. И. Устрицкому), мотивируя это появлением уже в низах (?) свиты «свальбардских» брахиопод (хотя и довольно редких).

*Нерасчлененная бельковская и талатинская свиты* (P<sub>1</sub>bl+tl) к Ю от ст. Абезь, представлены сильно дислоцированной толщей мощностью 700 м с неясными границами свит, однотипных вышеописанным.

\* В верхах свиты.

Воркутская серия (по р. Воркута) распространена на всем прогибе от басс. р. Косью до Карского моря. Она залегает согласно на морских отложениях юньягинской серии и перекрывается согласно (с местными эрозионными несогласиями) отложениями печорской серии. Границы проводятся по смене литологических признаков, комплексов фауны и флоры, местами несколько условно, с неясной переходной зоной мощностью до 100 м. На большей части площади серия делится на три свиты — аячъягинскую, рудницкую и интинскую\*. В западной зоне прогиба две нижние свиты воркутской серии замещаются морскими неугленосными отложениями адзьвинской свиты. На ЮОЗ (шарьинский подтип разреза) интинская свита замещается неугленосными отложениями кушшорской свиты.

*Аячъягинская свита (P<sub>1</sub>a<sub>1</sub>a)* (по р. Аячъяге, притоку р. Воркуты) прослежена от р. Кожим до г. Хальмер-Ю и от Верхне-Роговской до Юньягинской синклиналей включительно. Для ее разреза характерно циклическое чередование песчаников (30—60%), участки известковистых алевролитов, аргиллитов, угольных пластов (0,1—2,7%), а также наличие в породах анкерито-известковистых, известковистых, железисто-кремнисто-глинистых (низы свиты), редких мелких анкеритовых (верхи свиты) и других конкреций. Мощность колеблется от 250 м (западные разрезы) до 710 м (на юге Усинского м-ния). Свита охарактеризована фауной брахиопод: *Lingula arctica* Mil., *L. orientalis* Gol., *Arctochonetes transitionis* Krot., *Arct. postartiensis* Ustr., *Avonia pseudoaculeata* Krot., *Waagenoconcha irginae* Stuck., *Horridonia borealis* Haugh., *Linoproductus cora* Orb., *Pseudomarginifera kulikii* Frcs., пеллеципод — *Leda flexuosa* Lutk. et Lob., *Nucula wymensis* Keys., *N. trivialis* Eichw., *Goniomya artiensis* Krot. и др., аммоней — *Neopronorites permicus* Tschern., *Artinskia artiensis* Gruen. Очень характерны комплексы остракод и филлопод. Среди морских остракод в Кожимском разрезе в нижней половине свиты установлен комплекс, появившийся в верхах талатинской свиты (см. выше); он сопоставлен с саранинским горизонтом. Выше появляется новый комплекс (*Paraparchites humerosus* Ulrich et Bassler, *P. burkensis* Mart., *P. kamajicus* Guss., *Cavellina longa* Kotsch., *Bairdia delucida* Kotsch. и др.). Этот комплекс, переходящий в низы рудницкой свиты, Е. А. Гусева сопоставляет с комплексом морских остракод филипповского горизонта. Комплекс фауны сильно меняется по площади. Флористические ассоциации более устойчивы, но характерные формы представлены редкими находками. Свита маркируется рядом литологических признаков, в частности, устойчивым нахождением в породах различных конкреций, сочетанием многочисленных слоев с морской фауной и непродуктивных угленосных пачек. Возраст свиты принято считать раннекунгурским, хотя В. П. Бархатова [6], В. И. Устрицкий [126] сопоставляют свиту с более высокими слоями кунгура, отчасти с низами уфимского яруса, а Е. М. Люткевич [80], даже с казанским ярусом. Данные Е. А. Гусевой и В. П. Горского позволяют сопоставить нижнюю часть свиты с саранинским горизонтом, а верхнюю с филипповским. Однозначное решение вопроса преждевременно, можно предполагать, что возраст свиты кунгурский.

*Рудницкая свита (P<sub>1</sub>rd)* (по пос. Воркута-Рудник) распространена там же, где и аячъягинская, но она несколько дальше заходит на запад. Стратотипический разрез изучен на р. Воркута, около пос. Воркута-Рудник. Границы свиты проводятся по смене характера ее угленосности, конкреций, фауны, флоры, типа цикличности. Свита представ-

\* Разделение ранее выделявшейся лёкворкутской свиты на две самостоятельные свиты — аячъягинскую и рудницкую — утверждено бюро Пермской комиссии МСК в марте 1970 г.

ляет собой циклическое переслаивание песчаников (30—60%), конгломератов (до 4%), алевролитов, аргиллитов, угольных пластов (1,7—6,5%). Мощность 140—600 м. Маркирующим признаком свиты является характерный комплекс конкреций, смешанно-карбонатных, железисто-карбонатных (анкеритовых), а также сочетание высокой угленосности (присутствие малозольных угольных пластов) и горизонтов с морской и солоноватоводной фауной. Западнее и южнее угленосность уменьшается, но все же остается более высокой, чем в аячягинской свите, и увеличивается роль морских фацлий.

От аячягинской свиты отличается сокращением и обеднением морской фауны, увеличением количества и разнообразия растительных остатков. Возраст свиты дискуссионный. Положение между аячягинской свитой и выше залегающей интинской дает основание коррелировать ее с верхами адзьвинской свиты (верхи кунгура). В. И. Устрицкий, В. П. Бархатова, И. С. Муравьев склонны сопоставлять рудницкую свиту с уфимским ярусом.

*Адзьвинская свита* ( $P_{1ad}$ ) (по р. Адзьва, приток р. Усы) распространена в гряде Чернышева и примыкающих к ней с Ю и ЮВ районах. Стратотипический разрез обнажен по р. Адзьве. Нижняя граница совпадает в шарьинском подтипе разреза со сменой карбонатных фацлий терригенными, в тальбейском подтипе проводится по появлению комплекса фауны с *Lingula arctica* Mil. Верхняя граница отмечена появлением лагунных и болотных отложений, железисто-известковистых и железистых конкреций, флоры интинского горизонта. Переслаивание сероцветных мелко- и среднетонких песчаников (местами известковистых), алевролитов и резко подчиненных аргиллитов; немногочисленные известковистые и мелкие пиритовые конкреции, многочисленная морская фауна. Мощность до 150 м. Залегает согласно на юньягинской серии, перекрывается согласно интинской свитой и содержит фораминиферы: *Protonodosaria proceriformis* Gerke, *Nodosaria praecursor* Rauser, *Dentalina praenuntia* Gerke, *Fronicularia prima* Gerke и др. Комплекс фораминифер, по заключению Г. П. Сосипатровой, хорошо сопоставляется с комплексом фораминифер из нижнекотельниковской свиты Нордвикского р-на. Эта свита на Нордвике относится к верхам артинского — кунгурскому ярусам. Среди раннепермских мшанок некоторые *Lioclema nekhorschewi* Sch.—Nest., *Fenestella microcellata* Sch.—Nest., *F. ornata* var. *robusta* Sch.—Nest. специфичны для кунгура [4]. Среди 38 видов брахиопод характерны *Lingula arctica* Mil., *Lissochonetes rotundata* Toulal, *Chonetina pseudotraperzoidalis* Mil., *Waagenoconcha irginae* Stueck., *Kochiproductus porrectus* Kut., *Horriconia granulifera* Toulal, *Pseudomarginifera kulikii* Frcks., *Yakovlevia mammatiformis* Frcks., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *R. geinitziana* Verp., *Rh. variabilis* Stueck.

По Л. М. Варюхиной [136], среди спор преобладают шиповатые формы — *Acanthotriletes*, *Neoraistrickia*, *Granisporites* и др. — среди пыльцы — виттатины, хвойные с ребристым телом, кордаитовые и др. Часто встречаются споры *Cyclogranisporites polyurenus* Lub. По Л. Л. Хайцеру [132] разделяется на две пачки. Нижняя (вероятно, не менее 75 м), ориентировочно сопоставляется с аячягинской свитой; верхняя (75 м) — с рудницкой.

*Нерасчлененные аячягинская и рудницкая свиты* ( $P_{1aja+rd}$ ) слагают крылья Интинской и Кожимской синклиналей, Кочмесскую угленосную площадь (мощность 600—650 м) и Верхне-Роговское м-ние (мощность 400 м). Границы свит в данных районах четко установлены, но они не могут быть отдельно показаны на карте.

*Нерасчлененная нижняя пермь* ( $P_1$ ) показана на карте в ряде мест: по западному склону гряды Чернышева в виде узкой полосы, объединяющей на С сильно дислоцированные отложения адзьвинской

свиты и юньягинской серии с неясными границами между ними, а на Ю — сарьюгинские известняки, объединенные с адзвинской свитой, общей мощностью 300 м; на Печорской гряде это — толща нижнепермских карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (40—50 м) очень изменчивого стратиграфического объема и, наконец, в Еджидкыртинской брахиантиклинали — сакмаро-артинские карбонатно-терригенные морские отложения (450 м), объединенные с кунгурскими терригенными образованиями ниже-большеелмачской подсвиты (250 м).

## Верхний отдел

*Уфимский ярус* ( $P_{2uf}$ ) вскрыт буровыми скважинами и обнажениями. Нижняя граница яруса проведена в почве слоев с флорой интинского горизонта. Представлен он чередованием песчаников, алевролитов, глин, частично красно- и пестроцветных, с прослоями известняков, мергелей, известковистыми конкрециями (псевдодорослевые желваки и др.). В приуральских разрезах (район р. Б. Паток) встречаются редкие угольные пропластки (до 50—60 см). Мощность 400—900 м, с быстрым увеличением к Уралу. Эти отложения показаны как отдельное подразделение на Березовской площади. Встречаются фауна и флора интинской свиты. Отложения разделяются на нижнюю толщу (верхняя подсвита большеелмачской свиты) главным образом сероцветных слоев (мощность 15—200 м, на Переборской площади 90—170 м) с *Samaropsis subelegans* Neub., *S. extensa* Neub., в нижней части — с лагунно-морскими пеллециподами, гастроподами, чаще неморскими пеллециподами *Concinella* aff. *angulata* Pog. и верхнюю толщу — кырташорскую свиту пестроцветов (450—500 м) — песчаники, алевролиты, аргиллиты; прослой глинистых известняков и конгломератов с антракозидами *Concinella concinaeformis* Pog., флорой — *Samaropsis vorcutana* Tschirk.

*Интинская свита* ( $P_{2in}$ ) (по г. Инта) распространена в басс. р. Косью и на юге гряды Чернышева. Верхняя граница свиты проводится по подошве печорской серии, содержащей первый горизонт с доминантной флорой печорского комплекса, а также выраженной литологически — появлением мощных пачек грубозернистых пород, состава конкреций и пр. Свита представляет собой циклическое переслаивание конгломератов (до 9%), сероцветных песчаников (24—45%), алевролитов (13—39%), аргиллитов (18—46%), угольных пластов (2,5—8,5%). Многочисленны сидеритовые и смешанно-карбонатные конкреции. Мощность от 230 м (Средне-Адзвинское м-ние) до 1000—1100 м (Хальмерьюское м-ние). Многочисленны растительные остатки и немногочисленна пресноводная фауна, в подчиненном количестве (западные разрезы) — солоноватоводная и эвригалинная морская. Среди остракод характерны *Darwinula priva* Kash., *D. solita* Kash., *D. inerta* Kash., *D. kotschetkovaе* Kash., *D. abunda* Mand., *D. absoluta* Mand., *D. gracilis* Kash., *D. angusta* Mand., *D. palanti* Kash., *D. pugioniformis* Kash., *D. procera* Mand., *D. lancetiformis* Kash., *D. corniculata* Kash., *D. sobela* Kash., *Suchonella arta* Kash., *Darwinuloides circulosus* Mand., *D. ungenatus* Mand., *D. oblongus* Kash., *Volganella spizharskyi* Mand., *Iniella intaensis* Kash., *Tomiellina principalis* Kash., *Sinusuella pergraphica* Mand.

Среди растительных остатков характерны; *Intia vermicularis* Neub., *I. falciformis* Neub., *I. angustifolia* Neub., *Phyllothea undulatifolia* Neub., *Annularia compacta* Neub., *Zamopteris intaensis* Neub., *Vojnovskya paradoxa* Neub., *Samaropsis vorcutana* Neub., *S.*

*elegans* (Domb. in coll.) Neub., *S. subelegans* Neub., *S. salamatica* Zal., *S. dixonovensis* Schwed., *S. oblongata* Dombg., *S. intaensis* Neub. и др.

Возраст уфимский. Интинская свита замещается к Ю и ЮЗ кушшорской свитой, далее — пестроцветными уфимскими отложениями, а к СЗ — морскими сероцветными отложениями.

*Кушшорская свита* ( $P_2ks$ ) (по р. Кушшор, басс. р. Усы) распространена на юге гряды Чернышева (Шарью-Заостренское м-ние), западнее (Кушшорская антиклиналь) и восточнее — на крайнем юге Косью-Роговской мегасинклинали. Стратотипический разрез изучен на Шарью-Заостренской синклинали. Свита представлена переслаиванием (местами ритмическим) песчаников, алевролитов, аргиллитов (сероцветных и зеленовато-серых, с отдельными пестроцветными пачками), с редкими линзами и прослоями известняков, мергелей, тонкими пропластками углистых аргиллитов и местами углей. Характерны известковистые конкреции (в том числе специфические псевдодорослевые желваки и др.), реже мелкие железисто-известковистые, участками песчано-пиритовые, мелкие редкие железисто-карбонатные. Мощность 250—260 м в стратотипическом разрезе, до 600 м на юге Косью-Роговской мегасинклинали — в фациях, переходных к интинской свите (по В. И. Чалышеву — до 750—800 м). В низах свиты остракоды *Netschajevia pallasi* Verp., *Darwinula timanica* Kash., *D. lubimovae* Kash., *Permiana minima* Kash., *Sinusuella ingloria* Kash., *S. pergraphica* Mand. и др., а также остатки растений *Samaropsis vorcutana* Zal., *S. intaensis* Neub., *Vorcutannalaria plana* Pog., *V. plicata* Pog. (нижняя часть свиты) и др. По спорово-пыльцевому комплексу кушшорская свита сопоставляется с интинской уфимского яруса.

*Нерасчлененные казанские и татарские отложения* ( $P_2kz+i$ ) ввиду условности ярусных границ картируются как нерасчлененные. На севере они переходят в достоверные аналоги печорской серии.

К казанскому ярусу отнесены (снизу вверх) устьпереборская (до 700 м) и вертнинская (100—250 м) свиты общей мощностью до 950 м. Нижняя граница проводится по смене красноцветных песчано-глинистых пород сероцветной терригенной толщей с прослоями известняков и углей. Алевролиты, аргиллиты, песчаники, тонкие прослои бурых углей, известковистые и местами железисто-карбонатные (сидеритовые) конкреции. Из устьпереборской свиты определены *Palaeomutella tenuata* Gus., *Microdontella subovata* Jones, *Bardocarpus superus* Neub. и др., а из вертнинской — *Palaeomutella visenda* Gus., *P. doratififormis* Gus., *Anthraconauta iljinskiensis* Frecks, *A. volgensis* Gus., *A. trigonalis* Khalif., *A. cherdinzevi* Gus., *Microdontella elliptica* Khalif., *Sinomya bella* Gus., *Bardocarpus superus* Neub. и др. И. М. Муравьев и А. К. Гусев считают возраст вертнинской свиты раннетатарским [124]. Н. П. Кашеварова, Р. П. Сливкова, Ф. И. Енцова и др. по наличию остракод — *Placidea trituberculata* Schn., *Pl. mesotuberculata* Schn., *Darwinula irenae* Bel., *D. fainae* Bel., *D. jatskovae* Kash., *D. optimalis* Mand. и др. относят свиту к казанскому ярусу, что лучше согласуется и с другими данными. Татарский ярус представлен худореченской свитой, нижняя граница которой проводится в основании пачки грубозернистых массивных песчаников с линзами гравелитов и реже мелкогалечных конгломератов. Свита (550—850 м) сложена чередованием зеленовато-серых и серых песчаников, местами переходящих в мелкогалечный конгломерат, серых алевролитов, буровато-коричневых и зеленовато-серых, почти черных глин, неясно горизонтально- и косослонистых, с редкими конкрециями сидерита. Реже отмечаются слои глинистого известняка, мергеля, нерабочего угля и углистых аргиллитов. Свита охарактеризована остатками растений *Rhipidopsis ginkgoides* Schmal., *Callipteris adzvensis* Zal., *Nucicarpus piniformis* Neub.,



*Comia pereborensis* Z al. и др. и пелелипод *Palaeomutella subparalela* A m a l., которые указывают на татарский возраст отложений.

**Печорская серия** ( $P_2p\check{c}$ ) (по р. Печора) распространена на территории Косью-Роговской и Коротайхинской мегасинклиналей, в гряде Чернышева и вдоль ее западного склона. Серия расчленяется на тальбейскую свиту, которую ориентировочно можно сопоставить с татарским ярусом, сейдинскую, сопоставляемую с казанским, может быть, частично с уфимским.

Нерасчлененная печорская серия показана на карте на гряде Чернышева (мощность 1000—1100 м) и непосредственно примыкающей к ней территории платформы (мощность 600—800 м), а также на С Большесынинской мегасинклинали (мощность 1300—2000? м); в районе ст. Кожим, к Ю от ст. Абезь, на С Верхне-Адзвинской структуры и в Коротайхинской мегасинклинали, где мощность меняется от 1800—2000 м на западе до 3450 м на востоке. Печорский комплекс фауны и флоры сопоставляется с фауной и флорой кольчугинской серии Кузбасса или казанского и татарского ярусов Русской платформы.

**Сейдинская свита** ( $P_2sd$ ) (по р. Сейда) распространена в Косью-Роговской мегасинклинали, гряде Чернышева, с менее ясными границами, в Коротайхинской мегасинклинали. Верхняя граница свиты условно проводится по смене литологических признаков, по почве первых слоев с фауной тальбейской свиты. Стратотипический разрез имеется в районе горы Тальбей. Он представляет собой переслаивание конгломератов, песчаников, алевролитов, угольных пластов. В этих породах широко распространены сидеритовые конкреции, участками каолинито-сидеритовые, со сферолитовыми и крупносферолитовыми структурами; широко развиты пресноводно-лагунно-озерно-дельтовые циклы с растянутыми регрессивными частями. Мощность от 270—300 м (на З до 1200—1500 м) (Сыръягинский и Хальмерьюский р-ны). По предварительным данным только к этой свите приурочены находки семян группы *Nucicarpus* и остракод «уфимского» комплекса *Darwinula timanica* K a s h., *D. lancetiformis* K a s h. В разрезе по р. Б. Сыня найдены антракозиды казанского яруса — *Paleomutella cultellata* G u s., *P. doratifformis* G u s. Низы свиты (400—500 м) характеризуются сочетанием типичной печорской флоры с рядом элементов флоры, переходящей из интинской свиты — *Samaropsis elegans* (D o m b r. in coll.) N e u b., *S. subelegans* N e u b., *Callipteris ivancevia* G o r e l., *Nephropsis lampadiformis* G o r e l.

**Тальбейская свита** ( $P_2tlb$ ) (по горе Тальбей) распространена от р. Б. Сыня до рр. Янгарей и Хейяга — на С. Циклическое переслаивание песчаников, местами конгломератов, алевролитов, аргиллитов, угольных пластов (иногда мощных) и многочисленные кальцито-сидеритовые, сидерито-кальцитовые, сидеритовые, местами песчано-пиритовые и другие конкреции (характерны для этой свиты). Мощность ее 500—2000 м. Отложения охарактеризованы флорой *Rhipidopsis ginkgoides* S c h m a l h., *Phylladoderma adlerii* Z a l., *Bothrodendron petschorense* Z a l., *Noeggerathiopsis clericii* Z a l., *N. postera* N e u b., *N. synensis* N e u b., *Phyllothea equisetitoides* S c h m a l h., *Isiolopteris serrata* Z a l., и др., а также *Paleomutella subparalela* A m a l., *Anthraconsuta cherdinzevi* G u s., остракоды — *Darwinula optimalis* M a n d., *D. rachmanovi* K a s h., *D. jatskovae* K a s h. и др.; насекомые — *Liomopterites expletus* S h a r. Свита условно сопоставляется с татарским ярусом, нижняя часть может иметь позднеказанский возраст.

**Нерасчлененная верхняя пермь** ( $P_2$ ) на карте показана в пределах Печорской гряды и западного борта Большесынинской мегасинклинали. Она представлена описанными выше отложениями мощностью от 500 до 900 м.

## Пермские отложения нерасчлененные

Пермские отложения (Р) вскрыты буровыми скважинами на глубине в Печорской низменности. В Колво-Печорской впадине они обнаружены под мощным (350—900 м) покровом мезозойско-кайнозойских отложений на Колвинском и Шапкино-Юрьягинском валах. По полноте разреза и литологическому составу пермь Колвинского вала может быть подразделена на два подтипа отложений — усино-колвинский и харьягинский. Усино-колвинский подтип разреза вскрыт глубокими скважинами, в том числе опорной скв. Уса-1. Отложения (287—420 м) представлены нижним и верхним отделами. Они залегают на известняках верхнего карбона и с незначительным размывом перекрываются отложениями триаса.

Ассельский и сакмарский ярусы (15—178 м) сложены пропитанными нефтью, детритусовыми, глинистыми и алевритистыми известняками с фауной мшанок, фораминифер, брахиопод и криноидей с прослоями серых известковистых алевролитов с фузулинидами. Артинские отложения отсутствуют. Кунгур (5—26 м) выделен условно и представлен алеврито-глинистыми породами. К уфимскому ярусу условно отнесена терригенная немая толща (5—25 м), содержащая многочисленные желваки водорослевого известняка. Казанский ярус (150—230 м) представлен зеленовато-серыми песчаниками, местами неравномерно пропитанными нефтью, серо- и пестроцветными алевролитами, глинами и известняками, с редкой флорой и фауной. Татарский ярус (40—120 м) выделен условно, представлен песчаниками, алевролитами и глинами. Харьягинский подтип разреза (535 м) вскрыт скважиной, пробуренной на Харьягинском поднятии с малым отбором керна. Условно выделены все ярусы перми. Залегают они на нижнекаменноугольных известняках, перекрыты красноцветными осадками нижнего триаса. В верхах разреза найдена флора печорской серии, есть признаки угленосности.

На Шапкино-Юрьягинском валу пермские отложения имеют мощность 600 м. Ассельский ярус (100 м) представлен известняками с фораминиферами — *Pseudofusulina paragregaria* R a u s., *Schwagerina pavlovi* R a u s., *Sch. moelleri* R a u s. и др.

Сакмарский ярус (70—75 м) сложен также известняками в верхах с редкими прослоями серых известковистых алевролитов; фораминиферы *Triticites paraduplex* G r o z d. et L e b., *Tr. duplex* G r o z d. et L e b.; брахиоподы *Avonia pseudoaculeata* K r o t., *Calliprotonia sterlitamakensis* S t e r. и др.

Артинский ярус (140—145 м) сложен в низах (80 м) известняками с *Nodosaria catelliniformis* G r o z d. et L e b. — *Yakovlevia* cf. *impressa* T o u l a, *Rhynchopora* cf. *nikitini* T s c h e r n. и др.; в верхах (60—65 м) — полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинами с редкими прослоями известняков, с многочисленными брахиоподами и криноидеями.

Кунгурский ярус (60—65 м) сложен серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинами с брахиоподами — *Marginifera bicarinata* W a a g., *Retaria arctica* W h i t f., *Stenoscisma biplicata* S t u c k. и остракодами — *Graphiodactilis uchtensis* M a r t.

Уфимский ярус (70—75 м) представлен алевролитами, глинами и полимиктовыми песчаниками с *Waagenoconcha* sp., *Horridonia* ? sp., *Headdlia* cf. *kotschetkova* K a s h. и др.; содержит много *Florinites Luber* S a m o i l. (14%).

Казанский ярус (210—220 м). В низах (40—86 м) преимущественно песчаниковый с морскими пелециподами *Bakewellia sulcata* G e i n. и др., морскими и пресноводными остракодами, флорой — *Syniopteris*

sp., *Ulmannia* sp., *Nucicarpus piniformis* Neub., в верхах (135 м) глинисто-алевроитовый.

Татарский ярус (170—175 м) сложен серыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями (до 20—30 см) углистых глин и углей, количество и мощность которых увеличивается в северной части вала. Из органических остатков известны редкие пресноводные пеллециподы, споры и пыльца. На юге Печорской гряды пермские отложения (600—900 м) установлены бурением на Печоргородской, Печоро-Кожвинской, Песчанской и Южно-Ливенничной структурах, залегают они на каменноугольных известняках трансгрессивно.

В Ижма-Печорской впадине пермские отложения (400—900 м) представлены обоими отделами. Ассельский ярус (27—104 м), согласно залегающий на верхнем карбоне, представлен известняками, в основном фузулинидовыми, нередко доломитизированными, местами битуминозными, с конкрециями кремня и новообразованиями ангидрита, прослоями глинистых известняков и доломитов; встречаются мелкие фораминиферы, мшанки, брахиоподы, пеллециподы, членики криноидей, водоросли, спикулы губок, в низах — *Pseudofusulina krotowi* Schellw., *Ps. nux* Schellw., *Ps. sphaeroidea* Raus., *Ps. caudata* Raus., *Ps. petschorica* Volozhanina, *Ps. primitiva* Scham. et Scherb. и др., в верхах — *Pseudofusulina sphaerica* Bel., *Ps. parva* Bel., *Ps. differta* Scham., *Schwagerina sphaerica* Scherb. и др. Сакмарский ярус (55—79 м) слагается доломитизированными и глинистыми, нередко битуминозными известняками, реже доломитами с включениями ангидрита; в породах встречены фораминиферы; в низах — *Pseudofusulina uralica* Kgot. и др.; брахиоподы: *Marginifera* cf. *uralica* Tschern., *Horridonia timanica* Stuck. и др.

Артинский ярус не выделен.

Кунгурский ярус (50—155 м) в Лембюском и Велью-Савиноборском р-нах в низах слагается известняками с прослоями доломитов, глин, серых алевролитов и зеленовато-серых песчаников, содержащих фораминиферы — *Nodosaria praecursor* Raus., *N. netschajewi* var. *subquadrata* Lip., *N. perapposita* Sol., *Geinitzina postcarbonica* Sprand.; брахиоподы — *Rhynchopora variabilis* Stuck.; пеллециподы — *Schizodus truncatus* King., *Netschajewia globosa* Netsch., *Pseudomusium pusillus* Schloth., *Pseudomonotis elegantula* Netsch.; остракоды — *Paraparchites grandis* Mart., *P. burkemis* Mart. и др. Верхняя часть кунгурского яруса представлена чередованием песчаников, известковистых алевролитов и аргиллитов. Песчаники серовато-зеленые и серые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, неравномерно пропитанные нефтью.

Уфимский ярус (от 90 м на севере до 390 м на юге) выделен условно, это — широко развитые терригенные красноцветные отложения, залегающие на сероцветных терригенных породах кунгура и представленные переслаиванием глин, песчаников, алевролитов и реже мергелей, с желваками водорослевого известняка, с единичными остатками *Darwinula timanica* Kash., *Sinusuella pergaphica* Mand. и др. Казанский ярус (190—280 м) начинается мощной пачкой песчаников и алевролитов, выше залегают сероцветно-красноцветные отложения с казанской фауной: чередование глин, красно-бурых, коричневых, реже серых, темно-серых песчаников, алевролитов с редкими прослоями мергелей, известняков и углистых аргиллитов, в верхах — углистых глин и углей (до 20 см). В основании разреза в р-не Лембю, Ираэль прослеживаются прослойки песчаника, насыщенные нефтью. Отложения охарактеризованы фауной: *Microdontella subovata* Jones, *Anthraconauta pseudophilipsia* Frecks, *A. cherdinzevi* Gus., *A. obliqua* Khalif., *Anthraco-naia iljinskiensis* Frecks., *A. subparallela* Khalif., *Sinomya bella* Gus., *Darwinula optimalis* Mand., *D. rachmanovi* Kash., *D. irenae* Bel.,

*D. jatskovae* Kash., *Placidea lutkevichi* Spigh., *Pl. trituberculata* Schn., *Iniella petschorica* Kash. и др. Из растительных остатков определены *Phylladoderma* sp., *Callipteris* sp. К татарскому ярусу условно относится красноцветная терригенная толща (40—80 м), залегающая на сероцветно-красноцветных отложениях с казанской фауной; толща представлена красно-бурыми, коричневыми и пятнистыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов, реже розоватых мергелей.

*Нерасчлененные нижняя пермь и кушшорская свита* ( $P_1 + P_2ks$ ) на Ю гряды Чернышева объединяет сарьюгинские известняки, адзвинскую и кушшорскую свиты (мощность предположительно 550—600 м), а в Шарью-Заостренской синклинали — только адзвинскую и кушшорскую свиты (мощность 350 м).

*Нерасчлененная воркутская серия* ( $P_{1-2vr}$ ) показана на карте в среднем течении р. Косью (мощность 1000 м), где угленосность отложений резко снижается; в Большесынинской мегасинклинали, по левобережью р. Б. Аранца (мощность 1000—1200 м) в фациях, переходных к неугленосным отложениям большесынинского типа.

*Нерасчлененные кунгурский и уфимский ярусы* ( $P_1kg + P_2uf$ ) объединяют недостаточно изученные и неразделенные на свиты морские и лагуно-континентальные образования кыртадинской свиты (без нижней части, относящейся, скорее всего, к позднеартинскому подъярусу) и нижней подсвиты большеелмачской свиты. Отложения вскрываются в разрозненных обнажениях, слабо увязанных или увязанных друг с другом.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения приурочены к трем крупным структурно-фациальным зонам: Предуральской (районы — Кортаихинский, Косью-Роговский, Верхнепечорский и Большесынинский), Печорской (Колво-Печорский р-н) и Восточно-Уральской (Люльинский р-н).

### Нижний и средний отделы

*Неразделенные нижний-средний (?) триас* ( $T_{1-2}?$ ) выделен в Предуральской зоне на гряде Чернова, на северо-западе и юге Косью-Роговского р-на. На западном склоне гряды Чернышева и в Шарью-Заостренском р-не ниже-среднетриасовые отложения известны под названием лестаншорской свиты [124]. В Большесынинском р-не к ним приравниваются устьберезовская, бызовская и переборская свиты.

Лестаншорская свита (400—1000 м) сложена зеленовато-серыми, реже коричневатобурыми полимиктовыми косослоистыми песчаниками с многочисленными известковистыми конкрециями и кирпично-красными глинистыми алевролитами, аргиллитами и глинами. Возраст определяется по стратиграфическому положению и находкам в ее нижних горизонтах (Косью-Роговский р-н) раннетриасовых филлопод *Lioestheria tungusensis* Lutk., *L. aff. gutta* Lutk. и *Pseudoestheria* cf. *sequale* Lutk. На СЗ Косью-Роговского р-на развиты низы свиты (420 м) с покровом базальта (45 м) в основании. Кровля покрова размыта. На Ю гряды Чернышева по ручью Угольному, р. Шарью и ее притоку Вотчаель, в основании свиты залегают конгломераты (0,5 м) с галькой кремнисто-глинистых пород, кварцитовидных песчаников, изверженных пород и известняков. В зеленовато-серых глинах из низов свиты установлены раннетриасовые филлоподы *Lioestheria* cf. *tungusensis* Lutk. и раннетриасовый спорово-пыльцевой комплекс с высоким содержанием пыльцы гинкговых и цикадофитов.

Устьберезовская свита (150—400 м) обнажена на р. Б. Сыня, правобережных притоках р. Печоры и вскрыта рядом скважин. Она сложена кирпично-красными глинами, переслаивающимися с зеленовато-серыми полимиктовыми, преимущественно горизонтально-слоистыми песчаниками. В основании разреза залегают крупногалечные и валунные конгломераты, состоящие преимущественно из обломков кварцитов и кремней (мощность 0,5—5 м). Свита охарактеризована филлоподами, среди которых содержатся как пермские, так и триасовые формы. Поскольку наряду с пермскими встречаются формы, близкие к известным из нижнетриасовых и даже из среднетриасовых отложений, то, по-видимому, правильнее возраст свиты считать раннетриасовым. Такое определение возраста подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами, для которых характерно высокое содержание пыльцы гинкговых и цикадофитов. Встреченный в свите комплекс В. С. Ищенко сопоставляет с нижнетриасовым, а по наличию крупных сетчатых форм и каламитов даже со среднетриасовым спорово-пыльцевым комплексом В. Таймыра.

Бызовская свита (300—480 м) обнажена на р. Б. Сыня в районе уроч. Красный Камень и вскрывается на юге Большесынинского р-на в долинах р. Печоры и ее притоков. Она сложена песчаниками, зеленовато-серыми, местами коричневатобурыми, с однонаклонной косой слоистостью; многочисленны тонкие (1—5 см) фиолетово-черные полоски, обогащенные магнетитом и гематитом с обломками буроватокрасных глин, кальцито-песчаными конкрециями, редкими обломками нижнепермских и каменноугольных известняков и единичных переотложенных кремневых губок. Особенно характерны для свиты мелкие (1—3 см) шарообразные кальцито-песчаные конкреции. Обнаружены редкие раннетриасовые филлоподы *Pseudoestheria gutta* Lutk., *Ps. cf. aequale* Lutk., *Ps. aff. sibirica* Novojilow, *Ps. aff. exsecta* Novojilow и остатки растений, *Pseudoaraucarites gorskii* Vlad. (определение В. П. Владимирович).

Переборская свита (400—600 м) обнажена на реках Б. Сыня, Залазная, Перебор, ручье Бертном. На З Большесынинского р-на в низах свиты преобладают полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с красновато-коричневыми глинами, в верхах — красновато-коричневые и пестроцветные глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов. На востоке свита сложена внизу преимущественно конгломератами, меньше грубозернистыми песчаниками с редкими прослоями красноцветных алевролитов и глин. Свита охарактеризована филлоподами — *Liostheria aff. tunguasensis* Lutk., *Pseudoestheria aff. synjaensis* Mol., *Ps. ex gr. sibirica* Novojilow, *Loxomicroglipta? nodosa* Novojilow; *Euestheria? aff. tigjanensis* Novojilow (определения В. С. Заспеловой), *Cyclestheria aff. rossica* Novojilow, *Paleolimnadia aff. schwanbergensis* Reible, *Lepidopteris ottonis* (Goerpert) Schmp., *Equisetites arenaceus* (Jager.) Schenk., *Aipteris nerviconfluens* Brick, рыбами — *Hybodus cf. Wimanina* (?) *multistriata* Stensio и пеллециподами *Gervillia aff. mytiloides* Schloth. и *G. aff. murchisoni* Gein. Органические остатки указывают на ниже-среднетриасовый возраст.

На севере Верхнепечорского р-на вышеописанные свиты довольно четко узнаются и прослеживаются, но мощности их значительно меньше. Общая мощность ниже-среднетриасовых отложений 700—750 м.

*Тальмаюская свита* (T<sub>1-2</sub>?tl)\* выделена на юго-востоке Коротайхинского р-на и сложена в нижней части преимущественно серовато-зелеными конгломератами, состоящими из галек изверженных пород,

\* Стратотип свиты находится на р. Тальмаю, в Хальмерьюско-Силовском угленосном районе Печорского бассейна.

кварцитовидных песчаников и кремнистых сланцев. Верхи разреза представлены гравелитами и грубозернистыми зеленовато-серыми, реже коричневатобурными песчаниками, аналогичными по петрографическому составу песчаникам лестаншорской свиты, с прослоями конгломератов и красноцветных аргиллитов и алевролитов. В основании свиты залегают два покрова базальтов мощностью 10 и 17—20 м, разделенные 45—50-метровой толщей конгломератов и песчаников. В кровле покровов базальтов отмечаются размыты. Нижний покров местами размыт полностью. На р. Силове обнажается толща сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов (лапташорская свита, по Н. В. Шмелеву). Положение этой толщи в разрезе триаса точно не установлено. По наличию растительного детрита в песчаниках можно предполагать, что она расположена выше тальмаюской свиты.

### Средний — верхний отделы

*Средний — верхний триас* ( $T_{2-3}$ ) выделяется в Большесынинском р-не и на севере Верхнепечорского р-на. В Большесынинском р-не эти отложения (большесынинская свита) широко распространены и отсутствуют лишь на восточном погружении Печорской гряды и западном погружении гряды Чернышева, где уничтожены эрозией. Свита (400—1200 м) слабо обнажена по берегам рек Б. Сыня, р. Кыдзрасью, Залазная, Б. Аранец, Перебор и др., в центральной части района вскрыта скважинами. Она сложена сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками с маломощными прослоями углистых глин и углей. Глины и алевролиты содержат железисто-карбонатные и известково-фосфористые конкреции, многочисленную флору и пресноводную фауну плохой сохранности. И. С. Муравьев [87] из обнажений на р. М. Аранец нашел мелких морских пелеципод *Gervillia mytiloides* Schloth. Однако эта часть разреза с пелециподами, скорее всего, принадлежит к переборской, а не к большесынинской свите и, возможно, отвечает слоям с морскими пелециподами из верхов переборской свиты в обнажении р. Б. Сыни. Для большесынинской свиты характерен комплекс флоры: *Chiropteris digitata* Kurr., *Lepidopteris ottonis* [Goerr], Schimp, *Aipteris nerviconfluens* Brick., *Taeniopteris ensis* [Oldn]. Zeill., *T. angustifolia* Schenk, *Doratophyllum entsovae* Neub., *Sphenobaiera munsteriana* Schenk, *Glossophyllum spathulatum* [Pugn]. Neub., *Glossophyllum synense* Neub., пресноводные пелециподы *Paleonodularia ischernyshovii* Ch. Kol. и *Ulmania* (?) *multistriata* Stensio.

Листовая флора и спорово-пыльцевой комплекс указывают на средний и верхний триас. Пелециподы, по данным Ч. М. Колесникова, характерны для верхнего триаса. Наиболее полный разрез свиты (мощность 1016 м) вскрыт скв. Мишаяг-202.

На севере Верхнепечорской впадины отложения среднего — верхнего триаса аналогичны вышеописанному, но мощность их сокращается до 50—100 м.

### Верхний отдел

*Верхний триас* ( $T_3$ ) распространен в Восточно-Уральской фациальной зоне, где вскрыт скважинами в Ляульинском р-не. Отложения расчленяются на две свиты: саранпаульскую (нижнюю) и ятринскую (верхнюю), в низах последней обособляется семьинская толща\*, кото-

\* На карте дочетвертичных образований ошибочно именуется свитой.

рой первоначально придавалось значение самостоятельной свиты, подстилающей ятринскую.

Саранпаульская свита (80—180 м) выделяется по разрезам скважин 68, 75, 69, 72 и др. Она резко несогласно залегает на коре выветривания среднепалеозойских вулканогенных образований и отделена стратиграфическим перерывом, вероятно локального характера, от перекрывающей ее ятринской свиты. Низы свиты состоят из буровато-зеленых мелкогравийных гравелитов с прослоями песчаников (10 м). Верхняя часть представлена неравномерно переслаивающимися между собой глинами и песчаниками с пачками (мощностью до 10 м и более) гравелитов, конгломератов и алевролитов. Встречаются остатки углефицированных стеблей растений и филлопод. Свита охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами, общие особенности которых свидетельствуют о поздне триасовом возрасте свиты. Следует отметить, что в низах свиты отмечается значительное количество *Leiotriletes microdiscus* К.-М., характерных для более древних слоев, и резко возрастает содержание *Marattiaceae* и *Dipteridaceae* (скв. 72, глуб. 377—380 м).

Семьинская толща (20—50 м) несогласно залегает на палеозое и перекрывается угленосными отложениями ятринской свиты. Толща вскрыта единичными скважинами, изучена слабо и представлена каолиновыми глинами, алевролитами и базальными гравийнопесчаными образованиями. Среди глин наблюдаются плотные оолитовые гиббситовые образования. В скв. 9 (глуб. 201—208 м) встречен отпечаток *Thinnfeldia* sp. Изучен спорово-пыльцевой комплекс (скв. 9 и 19), относимый Л. В. Ровниной к рэту.

Ятринская свита (порядка 250 м) несогласно залегает на саранпаульской или коре выветривания среднепалеозойских пород. Перекрывается она ниже-среднеюрскими и более молодыми отложениями. Свита представлена светло-серыми глинами с бурым оттенком, алевролитами, песками и светло-серыми средне- и крупнозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, а также бурыми углями. В низах свиты местами наблюдается пачка грубообломочных пород. Встречаются конкреции сидеритового и кальцит-сидеритового состава. Свита охарактеризована спорово-пыльцевыми комплексами (которые хорошо сопоставляются с рэтскими из угленосных отложений восточного склона Урала), а также листовой флорой *Cladophlebis* ex gr. *denticulata* Вгongn Font., *Miassia dentata* Кг. et Pr., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis* sp. и *Tinnfeldia* sp. По этим данным и стратиграфическому положению в разрезе ятринская свита относится к рэтскому ярусу.

### Триасовые отложения нерасчлененные

Нерасчлененные отложения триаса выделяются на западе Косью-Роговского р-на, вдоль восточного склона гряды Чернышева и в Тальбейском и Шарью-Заостренском р-нах. Здесь развиты лестаншорская и нядейгинская свиты. Проведение границы между ними из-за недостатка материала и слабой изученности невозможно. На карте площади распространения упомянутых отложений обозначаются индексом хейгинской серии.

*Хейгинская серия* (Thg) в нижней части представлена зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с зелеными и пестроокрашенными глинами и алевролитами. В основании разреза залегает толща базальтов (90—100 м), состоящая из двух покровов, разделенных прослоями серовато-зеленых глин. Эти отложения (240 м) относятся к лестаншорской свите. Возраст их определяется как раннетриасовый по сопоставлению с аналогичными образованиями СЗ Косью-Роговского р-на, охарактеризованными филлоподами *Liostheria*

*tungusensis* Lutk. и *L. aff. gutta* Lutk. Раннетриасовый возраст базальтов в данной работе принят условно в соответствии с унифицированной схемой [124]. Некоторые факты (фауна и геологические соображения) противоречат представлению о раннетриасовом возрасте базальтов. Так, в басс. р. М. Нерцеты (скв. СДК-458) в терригенной пачке, разделяющей покровы базальтов, установлены пермские филоподы *Lioestheria roclovensis* Nov., *Cyclestheria obliqua* Molin., *Pseudestheria shujaensis* Nov., *P. nordvikensis* Nov. (определения Н. И. Новожилова). В кровле обоих покровов базальтов наблюдаются размывы, которые по времени своего формирования могут отвечать перерыву, установленному в основании нижнетриасовых отложений в большинстве районов Предуралья. В. И. Тужикова считает, что начало вулканической деятельности в Косью-Роговском и Коротайхинском р-нах относится к татарскому, а завершение — к ветлужскому веку. Абс. возраст базальтов (скв. СДК-458, глуб. 182 м), по данным Б. С. Погорелова, 262 млн. лет [123], т. е. позднепермский.

Выше лестаншорской свиты залегают зеленовато-серые песчаники, переслаивающиеся с буровато-серыми глинами и алевролитами с флорой *Lepidopteris ottonis* (Goerp.) Schimp., *Thinnfeldia nordenskioldi*, Nath., отвечающие нядейтинской свите (70 м). Возраст ее по флоре определяется как средне-позднетриасовый [124].

На гряде Чернышева хейягинская серия развита по р. Адзьве, где она расчленяется на лестаншорскую и нядейтинскую свиты [132]. Лестаншорская свита начинается среднегалечными конгломератами (2 м), переходящими выше в гравелиты с галькой и валунами кремней и кварцитов. Над ними залегают пачка (1,5 м) красновато-бурых глин с прослойками зеленоватого алевролита, перекрытая покровом базальта видимой мощности 25—30 м. На северо-западном крыле Тальбейской синклинали выше вскрывается толща (40 м) зеленых, красных и пестроцветных глин, алевролитов и зеленовато-серых песчаников. Песчаники содержат известковистые конкреции, прослой конгломерата мощностью до 1,5 м и из галек нижепермских известняково-кремнистых пород с обломками переотложенной морской фауны. Нядейтинская свита (30 м) представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, буровато-серыми глинами и алевролитами, содержащими железисто-карбонатные конкреции. В породах имеется обугленный растительный детрит. В буровато-серых глинах установлены филоподы *Lioestheria gutta* Lutk., *Pseuestheria cf. aequale* Lutk., *Asmussia petasa* Novojilow.

В Печорской структурно-фациальной зоне триасовые отложения развиты почти повсеместно, за исключением некоторых положительных структур Печорской гряды, где они уничтожены эрозией. В большинстве районов триас залегают с размывом на верхнепермских (татарских, местами казанских) отложениях. Можно предполагать, по аналогии с севером Печорской гряды и на юге гряды триас залегают с крупным стратиграфическим несогласием на палеозое (от перми до девона). Почти повсеместно триас перекрыт с угловым несогласием среднеюрскими образованиями. Триас встречен скважинами в районе поселков Хоседа-Хард и Макариха, на Колвинском и Юрьяхинско-Шапкинском валах, в Денисовском прогибе, на юге Ижма-Печорского р-на и на других площадях. В наиболее глубоких структурах Печорской зоны триас представлен в полном объеме и делится на три свиты: чаркабожскую (нижняя), шапкинскую и нарьянмарскую.

Чаркабожская свита (150—400 м) сложена красновато-коричневыми глинами и алевролитами, красновато-бурыми и зеленовато-серыми песчаниками. В северных и западных районах Печорской зоны в разрезе преобладают глины, в восточных — резко возрастает количество и мощность песчаных прослоев. На Ю Колвинского вала свита сложена в



основном песчаниками. Раннетриасовый возраст ее устанавливается по литологическому сходству с отложениями ветлужской серии Тимана и усть-березовской и бызовской свит Большесынинского р-на. По скважинам Шапкинской и Кедрово-Шорской площадей Л. П. Голубева выделила спорово-пыльцевой комплекс со значительным количеством нижнетриасовых спор.

Шапкинская свита установлена по скважинам на Колвинском, Юрьяхинско-Шапкинском валах, в Денисовском прогибе и в северной части Печорской зоны. По литологическому составу она делится на две толщи. Нижняя толща (25—80 м) представлена кирпично-красными глинами, зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями серых глин с растительными остатками и нижнетриасовыми филлоподами *Pseudestheria* cf. *aequale* Lutk., *Ps. exsecta* Nov. Из прослоев серых глин Л. П. Голубева и В. С. Ищенко выделили спорово-пыльцевой комплекс, близкий по составу к комплексу чаркабожской свиты, свидетельствующий о раннетриасовом возрасте. Верхняя толща (40—130 м) имеет пестрый литологический состав. Обычно в ее основании залегают неравномернозернистые песчаники мощностью 2—40 м. Выше лежит пачка пестроцветных глин, аналогичных глинам верхов переборской свиты, содержащих подчиненные прослои серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников. В серых глинах и алевролитах содержатся железисто-карбонатные и известково-фосфористые конкреции, а также флора *Sphenobaiera*? и *Lepidopteris* sp., характерная для среднего и верхнего триаса. Л. П. Голубева выделяет спорово-пыльцевой комплекс, в котором наблюдается смешение типично раннетриасовых форм и форм, широко представленных в верхнетриасовых отложениях, что указывает, по мнению Л. П. Голубевой, на среднетриасовый возраст вмещающих отложений. Подобный же комплекс определен В. С. Ищенко в скв. Колва-5.

Нарьянмарская свита (20—370 м) вскрыта скважинами на Колвинском и Юрьяхинско-Шапкинском валах, в Денисовском прогибе и на севере Печорской фациальной зоны. Наиболее полные разрезы известны на северо-западе зоны и в наиболее прогнутых участках Денисовского прогиба. На Печорской гряде, в южных частях Юрьяхинско-Шапкинского и Колвинского валов свита значительно размыта в ранней юре. Свита сложена тонкопереслаивающимися, преимущественно зеленовато-серыми и серыми глинами, алевролитами и песчаниками, в восточных районах с редкими маломощными (до 5 см) прослоями углестых глин. В алевролитах и глинах нередко железисто-карбонатные и известково-фосфоритовые конкреции, в песчаниках — редкие округлые пиритовые конкреции. В восточных районах Печорской зоны количество песчаников в разрезе возрастает. В породах свиты содержатся остатки: *Equisetites arenaceus* (Jaeger) Schenk., *Neocalamites meriannii* (Brongn.) Halle, *Danaeopsis marantacea* (Presl) Heer., *Cladophlebis shensiensis* Pan., *Lepidopteris ottonis* Goerp., *Sphenobaiera spectabilis* (Nath.) Florin., *Glossophyllum synense* Neub., *Scytophyllum* aff. *nerviconfluens* (Brick.) Dobrusk. и др., указывающие на средне-позднетриасовый возраст отложений.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения распространены в Печорской низменности, на восточном склоне Урала и в Западно-Сибирской низменности. Нижний и средний отделы представлены континентальными глинисто-песчаными, местами угленосными отложениями. В Печорской низменности породы нижнего отдела не установлены. Верхний отдел сложен алевроито-гли-

нистыми, реже песчаными отложениями морского происхождения. Полнота разрезов, мощность и глинистость отложений увеличиваются в сторону Печорской и Западно-Сибирской низменностей.

### Нижний, средний — верхний отделы

Юрские отложения, выходящие на поверхность узкой полосой вдоль восточного склона Урала, включают (снизу вверх): яныманьинскую, тольинскую и оторьинскую свиты. К ЮВ эти свиты замещаются отложениями тюменской свиты, вскрытыми лишь скважинами.

Тюменская свита (до 50 м) распространена в отрицательных и на склонах локальных положительных структур фундамента Западно-Сибирской платформы. Представлена она песчаниками, глинами, алевролитами с прослоями и пластами бурых углей до 1,5 м. В основании свиты — конгломераты и гравелиты. Для свиты характерно высокое содержание углистых прослоев, корневидных растительных остатков, отпечатков листовой флоры плохой сохранности. Возраст свиты устанавливается на основании флоры и спорово-пыльцевых комплексов. Среди растительных остатков определены — *Clathropteris obovata* Oishi (нижняя юра), *Coniopteris jurensis* Tesl., *C. maakiana* Р г у н., *C. hymenophylloides* В г о у г н., *Ginkgo conciana* К о w a s., *Czekanowskia rigida* Неег., *Podozamites lanceolatus* Schimp. и др. (средняя юра). Л. В. Ровниной, В. С. Малявкиной и другими выделены спорово-пыльцевые комплексы нижнего, среднего — верхнего, верхнего лейаса, аалена — байоса, бат — байоса и байос — келловея. Свита несогласно залегает на образованиях фундамента или породах коры выветривания и перекрывается отложениями верхней юры.

Яныманьинская свита (50—150 м) представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями полимиктовых гравелитов, конгломератов, битуминозных плитчатых аргиллитов, бурых углей. В кровле свиты имеются следы выветривания, что служит основанием для проведения перерыва между яныманьинской и тольинской свитами. Возраст свиты (тоарский — батский) устанавливается на основании определений флоры: *Ginkgo sibirica* Неег., *Sphenobaiera* cf. *longifolia* Ром., Флогин, *Desmiophyllum* sp., *Pityophyllum* sp. и др., а также по среднеюрским спорово-пыльцевым спектрам. Свита залегает на породах фундамента с перерывом и перекрывается отложениями тольинской свиты.

Тольинская свита (40—120 м) представлена континентальными полимиктовыми глинистыми плохо отсортированными песками и галечниками с прослоями темных монтмориллонитовых и каолинитовых глин, аркозовых алевролитов и бурых углей. Местами свита подразделяется на верхнюю угленосную и нижнюю безугольную толщи. Возраст свиты от батского до нижнего — среднего келловея определяется условно по положению в разрезе, на основании спорово-пыльцевых комплексов с преобладанием *Coniopteris* sp. (50%), а также комплекса флоры: *Czekanowskia rigida* Неег., *Sphenobaiera* cf. *longifolia* Ром., Флогин, *Nilsonia* sp. ex gr. *orientalis* Неег., *Phoenicopsis* sp. [124]. Тольинская свита залегает с перерывом на яныманьинской свите и перекрывается образованиями оторьинской свиты. К В она замещается отложениями верхов тюменской свиты.

Оторьинская свита (40 м) сложена каолинитовыми глинами, слюдястыми алевролитами, реже песками с пластами бурых углей мощностью от 1,5—2 м до 7 м. Породы содержат остатки *Coniopteris hymenophylloides* Sew., *Taeniopteris vittata* В г о н г н., *Nilsonia vittaeformis* Р г у н., *Podozamites angustifolius* Eichw., споры и пыльцу. По положению в разрезе свита условно датируется ранним оксфордом [124].

Свита согласно залегает на тольинской и перекрывается маурыннинской свитой. Решением межведомственного стратиграфического совещания [106] оторьинская свита включена в состав тольинской свиты, кровля которой совмещена с границей нижнего и среднего келловея.

## Средний отдел

Отложения средней юры прослеживаются по восточному борту Печорской низменности, окаймляют поле палеозойских пород Печорской гряды и выступают в своде локального поднятия, южнее р. Шапкиной. В пределах Печорской низменности они на значительной площади вскрыты скважинами под толщей верхней юры и нижнего мела. Средняя юра представлена светло-серыми кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми песками, иногда с галькой, алевролитами и глинами тонко-слоистыми, слюдистыми с растительными остатками. Характерно присутствие тонких прослоев и линз угля, листовой флоры плохой сохранности, белых каолиновых глин и глинистых алевролитов с обугленными корневыми остатками.

В разрезах севернее пос. Мутный Материк (скв. 215) и в скв. Харьга-1 в низах толщи среди песков присутствуют прослои конгломератов и грубозернистых кварцевых песчаников (0,5—5 м) с вторичным кальцитовым цементом пойкилитового строения. На В Печорской низменности (скв. 1385 и др. у края Чернышева) в низах разреза развиты галечники, неотсортированные песчано-глинистые отложения, выше — белые и коричневатые каолиновые глины с растительными остатками. Возраст отложений установлен на основании спорово-пыльцевых комплексов, остатков листовой флоры с учетом положения в разрезе. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных. Среди остатков листовой флоры определены — *Cladophlebis ex gr. nebbensis* В г о н г н., *Podozamites lanceolatus* Schimper, *Czekanowskia rigida* Neeg. Мощность средней юры меняется от 18 до 209 м. Максимальная мощность вскрыта скв. 77 на р. Шапкиной.

Среднеюрские отложения несогласно залегают на размытой поверхности палеозойских и триасовых пород и трансгрессивно перекрываются породами келловея.

## Верхний отдел

Морские терригенные образования верхней юры распространены в Печорской низменности, на восточном склоне Урала и в Западно-Сибирской низменности. Из-за малых площадей распространения отложения верхней юры на карте на ярусы не разделены. Только в низовьях р. Колвы показана площадь развития объединенных отложений келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов, а также выходы пород волжского яруса.

*Келловейский, оксфордский, кимериджский ярусы (J<sub>3</sub>kl—km)* по данным бурения в нижнем течении р. Колвы представлены толщей (до 33 м мощности), содержащей остатки пелеципод, аммонитов, белемнитов плохой сохранности и представленной алевролитами, глауконитовыми песками и песчаниками с известково-фосфатными и карбонатными конкрециями, с прослоями лептохлоритовых оолитовых руд. Отложения залегают на песках средней юры и покрываются породами волжского яруса.

*Волжский ярус (J<sub>3</sub>v)* выделен по скважинам на Усино-Колвинском поднятии, где он представлен алевролитами, глинами, известковистыми песчаниками с известково-фосфоритовыми конкрециями. Возраст уста-

навливаются по находкам *Dorsoplanites* sp., *Epivirgatites* sp., *Aucella mosquensis* Buch. и др. Мощность до 40 м. Залегает с перерывом на отложениях оксфорд-кимериджа, покрывается отложениями четвертичного возраста.

**Верхняя юра (J<sub>3</sub>)** в Ижма-Печорском р-не еще недостаточно изучена, а в Зауралье занимает малые площади распространения. В Печорской низменности породы верхней юры обнажаются только по рекам Адзье и Усе, а на остальной площади они перекрыты четвертичными и нижнемеловыми отложениями, обрамляя с З полосу выходов средней юры. На северном погружении Печорской гряды они протягиваются на СЗ узкой полосой. По фаунистическим данным в них выделяются келловейский, оксфордский, кимериджский и волжский ярусы.

Келловейский ярус представлен морскими, на востоке — мелководными песчано-глинистыми осадками, мощности которых возрастают к СЗ. По р. Усе, вблизи устья р. Адзвы и в низовьях последней, обнажаются серые известковистые разнородные песчаники, пески с конкрециями песчаника, содержащими аммониты — *Arcticoceras ishmae* Key s., *Cadoceras milashevici* Nik., *C. cf. tschekini* Or b., *Longaeviceras keyserlingi* Sok., *Quenstedticeras carinatum* Eich w., *Q. aff. mariae* Or b., характерные для келлоев. В среднем течении р. Адзвы (скв. 66, 1335, 1319 и др.) келловей (16—45 м) представлен глинистыми алевролитами, мелкозернистыми полимиктовыми песками, песчаниками и серыми, темно-серыми, преимущественно гидрослюдистыми глинами. Глины и алевролиты преобладают в верхней части разреза.

Сходный разрез (62—75 м) прослежен по скважинам в нижнем течении р. Колвы, где пески и алевролиты развиты в низах толщи, глины в верхах. На северо-западе Печорской низменности низы келлоев (16—35 м) представлены темно-серыми и черными гидрослюдистыми глинами с многочисленными конкрециями пирита и редкими прослоями алевролитов. В средней части разреза глины переслаиваются с алевролитами и песчаниками. Характерны линзы и конкреции сидерита, глинистого известняка. Глины серые, гидрослюдистые, в разной степени алевритистые. Алевролиты глинистые слабосцементированные. Песчаники мелкозернистые, реже разнородные полимиктовые и полевошпатово-кварцевые с глинистым, в отдельных прослоях с кальцитовым цементом базального типа. Верхи разреза слагают светло-серые и зеленоватые, участками известковистые гидрослюдистые глины с конкрециями глинистого сидерита. По всему разрезу встречаются раковины пелеципод, аммонитов, мелких гастропод, фораминиферы и обломки обугленной древесины. Возраст отложений устанавливается по аммонитам: *Cadoceras* sp., *Quenstedticeras* sp., *Longaeviceras cf. nikitini* D. Sok.; комплексам фораминифер в низах — *Rinhandella sibirica* (Mjatl.), в средней части — *Haplophragmoides infracallovienensis* Dain., *Ammobaculites* ex gr. *fontinensis* Terquem, *Lenticulina tataricensis* Mjatluk, *Discorbis tjeplovkaensis* Dain, в верхах *Reinholdella rjasanensis* Mjatl. Мощность 5—110 м.

На северо-западе Печорской низменности породы келловейского яруса согласно залегают на песках средней юры, на востоке — в басс. рек Усы, Адзвы — трансгрессивно на породах юры, триаса, перми и перекрываются отложениями оксфордского яруса.

Оксфордский ярус (3—35 м) вскрыт на северо-западе Печорской низменности скв. Шапкина-1, Харьга-1 и др.; на востоке и юге рассматриваемого района установлен только верхний оксфорд (скв. 1335, 65, Кипиево-1 и др.). В среднем течении р. Адзвы и некоторым правым ее притокам обнажаются пески и песчаники верхнего оксфорда с галечниками или конгломератом (8 м) в основании; они залегают с резким угловым несогласием на базальтах нижнего триаса и угленосных

отложениях перми и перекрываются четвертичными образованиями. В разрезах скважин 66, 1335 верхнеоксфордские конгломераты и галечники замещены гравелитами, песчаниками с галькой, выше которых появляются алевролиты и глины (8—10 м); залегают они со стратиграфическим перерывом на келловейских глинах и перекрываются породами кимериджа. В басс. рр. Хаседаю, Макариха, в низовьях р. Колвы развиты глауконитовые мелкозернистые пески, глауконититы, оолитовые лептохлоритовые породы, алевролиты.

На юго-западе Печорской низменности оксфорд представлен зеленовато-серыми песчанистыми глинами (6 м) с глауконитом, с аммонитами, пеллециподами и белемнитами, залегают они с перерывом на глинах келловея и перекрываются глинами волжского яруса. На северо-западе оксфордские отложения по литологическим расчленяются на нижнюю пачку (3—16 м), представленную светло-зелеными глауконитовыми известковистыми алевролитами, мергелями, песчаниками, песками с обилием фауны, и верхнюю пачку (6—18 м), сложенную серыми глинистыми алевролитами, глинами, прослоями опоковидными с характерной линзовидной слоистостью, следами взмучивания, ходами илоедов. Возраст отложений подтверждается находками аммонитов *Cardioceras cf. cordatum* Sow., *C. cf. percaelatum* Pavl., *C. zenaidae* Il'ov., *Amoeboceras alternans* Buch., *A. alternoides* Nik., *A. shuravskii* Sok. и др. и комплексами фораминифер.

Кимериджский ярус (57—81 м) в басс. р. Адзвы выделен в скв. 1335, 431, в которых расчленяется на две пачки. Нижняя пачка (60—42 м) представлена темно-серыми и серыми алевролитистыми глинами с фораминиферами и радиоляриями. Верхняя пачка (21—15 м) сложена глинистыми алевролитами, глинами и глинистыми песчаниками с глауконитом и содержит раковины *Aucella cf. mosquensis* Buch., белемниты и фораминиферы. Среди фораминифер наиболее характерны *Reinholdella* sp. (aff. *pseudorjasanensis lopsiensis* Dain.), *Discorbis nordsibiricus* Dain. Рассматриваемые отложения залегают на оксфордских слоях с *Amoeboceras alternans* и перекрываются алевролитами и песчаниками волжского яруса. На СЗ Печорской низменности по положению в разрезе к кимериджскому ярусу условно отнесены неравномерно песчанистые глины с глауконитом, с обильными остатками белемнитов, а также фораминифер, сходных с комплексом кимериджа р. Пижмы. Породы залегают на палеонтологически охарактеризованном верхнем оксфорде и покрываются глинами зоны *Dorsoplanites panderi* волжского яруса.

Волжский ярус под четвертичными отложениями Печорской низменности распространен в басс. р. Айювы, скв. 477, Верхняя Сэбысь и др.), в полосе развития верхнеюрских пород севернее пос. Мутный Материк (скв. 215 и др.) и вблизи устья р. Колва (скв. Уса-1). Кроме того, на западе и северо-западе низменности породы яруса вскрыты скважинами под толщей нижнего мела (скв. Кипиево-1, Шапкина-1, Харьга-1, 1335 и др.). Отложения волжского яруса (13—124 м) представлены глинами, алевролитами с прослоями горючих сланцев, песчанников, ракушняков. Среди глин встречаются прослойки горючих сланцев и битуминозных сланцеватых глин. Возраст отложений установлен по находкам аммонитов — *Dorsoplanites panderi* Orb., *D. cf. antiquus* Spath., *Pavlovia cf. pavlovi* Mich., *Zaraiskites* sp., *Epivirgatites cf. nikitini* Mich. (средний подъярус), *Craspedites cf. okensis*, *C. sp.* (верхний подъярус), ауцелл — *Aucella mosquensis* Buch., *A. rugosa* Fisch., *A. cf. fischeriana* Orb. и фораминифер. Выделяется три комплекса фораминифер, два из которых характеризуют средний подъярус, а третий — верхний. Породы залегают трансгрессивно на отложениях оксфордского и кимериджского ярусов, покрываются отложениями берриаса или валанжина, а в басс. р. Адзвы — апт-альба.

Верхняя юра Зауралья и Западно-Сибирской низменности расчленяются на ряд свит: лобытнангскую, абалакскую, вогулкинскую, маурыньинскую, лопсинскую, тутлеймскую и федоровскую.

Лобытнангская (марьяновская) свита (130 м) включает породы от среднего келловоя до волжского яруса. Свита распространена в Нижнем Приобье, где залегает под покровом четвертичных отложений. Она разделяется на нижнюю подсвиту темно-серых, зеленоватых, буровато-красных аргиллитов с карбонатными конкрециями и глауконитом и верхнюю подсвиту черных битуминозных аргиллитов с остатками рыб. Возраст свиты устанавливается по находкам аммонитов *Cardioceras* ex gr. *cordatum* Sow., *Dorsoplanites* sp. и комплексу фораминифер. К ЮВ свита замещается породами абалакской и частично тутлеймской свит. Ложится несогласно на образования тюменской свиты и перекрывается валанжинскими осадками.

Абалакская свита (25—40 м) охватывает породы от среднего келловоя до середины волжского яруса, распространена в центральной и восточной частях района. Свита делится на нижнюю подсвиту буровато-черных аргиллитов морского генезиса и верхнюю, сложенную почти черными, участками известковистыми неясно слоистыми аргиллитами с глауконитом и карбонатными конкрециями. Возраст абалакской свиты определяется на основании находок аммонитов *Amoeboceras* aff. *elternoides* Nik. и др., а также фораминифер и пелеципод. Нижняя часть, а иногда и весь разрез абалакской свиты вблизи локальных выступов и вдоль крупных ступеней фундамента замещается породами вогулкинской толщи, преимущественно песчаниками. Свита залегает с несогласием на породах фундамента или тюменской свиты и согласно перекрывается отложениями тутлеймской свиты. На западе района она сменяется осадками лобытнангской (марьяновской), маурыньинской, лопсинской свит.

Маурыньинская свита (2—50 м) объединяет отложения от среднего келловоя до кровли оксфордского яруса. Из-под четвертичных отложений они не выходят и протягиваются полосой в восточной части района от его южной границы до г. Салехарда. Свита представлена каолинитогидрослюдистыми аргиллитами с морской фауной, конкрециями сидерита. Возраст свиты устанавливается на основании находок аммонитов *Amoeboceras alternans* Buch., пелеципод и гастропод, а также фораминифер: *Ammodiscus uglicus* Ehem., *Lenticulina solita* Dain., *Recurvoides disputabilis* Dain. Свита залегает на породах тольинской свиты, перекрываются согласно отложениями лопсинской свиты. В восточном направлении отложения маурыньинской свиты замещаются породами абалакской свиты.

Лопсинская свита (60—120 м) объединяет породы от подошвы кимериджа до кровли нижнего подъяруса волжского яруса. Из-под четвертичных отложений они не выходят, протягиваясь полосой вдоль восточного склона Урала. Представлена свита слюдястыми глауконитовыми алевролитами, гидрослюдистыми аргиллитами и глинами с фауной аммонитов *Ringsteadia marstonensis* Salf., *Amoeboceras kitchini* Salf., *Aulacostephanus eudoxus* Orb., *Subplanites* sp., *Pectinatites lideri* Mesezhn. и др., а также фораминифер. Залегает свита согласно на маурыньинской и перекрывается федоровской толщей. В восточной части района она замещается отложениями абалакской свиты.

Тутлеймская свита включает породы от волжского яруса до берриаса. Из-под четвертичных отложений они не выходят. Распространены в восточной части района (к В от с. Устрём). Свита представлена аргиллитами морского происхождения, темно-серыми, почти черными, коричневатыми, в различной степени битуминозными. Возраст свиты устанавливается по аммонитам и положению в разрезе. Мощность 80 м. Свита залегает согласно на абалакской свите, перекрывается

осадками нижнего мела. На 3 тутлеймская свита замещается породами федоровской толщи.

Федоровская толща (20—50 м) включает породы от средневожского подъяруса верхней юры до берриаса нижнего мела. Толща делится на нижнюю алевротовую и верхнюю песчаную пачки. Алевролиты кварцево-глауконитовые, слюдястые, с глинистым и известковистым цементом. Песчаники глауконитовые и ракушняковые, с прослоями глауконито-лептохлоритовых пород оолитового строения. Граница между пачками скользящая: отмечается перерыв в осадконакоплении с выпадением части отложений. Возраст толщи определяется по находкам аммонитов *Crendonites cf. subregularis* S p a t h, фораминифер и радиолярий.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые отложения развиты в Печорской низменности, в Косью-Роговском р-не и в Западно-Сибирской низменности. В Печорской низменности распространены отложения нижнего отдела, в Косью-Роговском р-не — средней части верхнего отдела. К В от Урала развиты отложения нижнего и верхнего отделов.

### Нижний отдел

Нижний мел Печорской низменности на карте показан без разделения на ярусы, на восточном склоне Урала и в Западно-Сибирской низменности нижнемеловые отложения разделяются на валанжинский ярус и киялинский горизонт.

*Валанжинский ярус* ( $K_{IV}$ ) включает в себя образования алясовской (районы Нижнего Приобья, Березова) и харасоимской свит (Приполярное и Полярное Зауралье). Верхи этих свит захватывают и нижнюю часть готерива.

Алясовская свита (180—300 м) включает отложения от берриаса до нижнего готерива, представлена серыми аргиллитами морского происхождения, в подошве темно-серыми, слабо битуминозными, содержащими прослой сидеритов. С приближением к Уралу в ее составе возрастает роль песчано-алевритового материала. Часто (Березовский р-н) алясовская свита подразделяется на три пачки (сверху вниз): деминскую, чуэльскую и устремскую. Возраст свиты устанавливается по фауне: *Paracraspedites* sp., *Polyptychites* ex gr. *studendorffi* S c h m., *P. aff. polyptychus* Ke y s., а также по комплексам фораминифер, спор и пыльцы. Она залегает согласно на тутлеймской свите и перекрывается леушинской; к 3 замещается образованиями харасоимской и низами улансыннской свит.

Харасоимская свита (50—70 м) включает в себя алевролиты с линзами алевролитов и глины валанжина и нижнего готерива. Возраст свиты определяется по находкам аммонитов *Polyptychites polyptychus* Ke y s. и др., а также фораминифер и спорово-пыльцевых комплексов. Свита согласно залегает на породах федоровской толщи и согласно перекрывается улансыннской свитой, на востоке переходит в отложения алясовской свиты.

*Киялинский горизонт* ( $K_{Ikl}$ ) объединяет отложения готеривского, барремского и аптского ярусов. В этом горизонте выделяются улансынская, северососьвинская, леушинская и кошайская свиты. Сюда же входят низы викуловской свиты.

Улансынская свита (р-н пос. Саранпауль, Войкары) по возрасту соответствует середине готерива. Свита (35—60 м) представлена темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и песков, известковистых песчаников конкреционного строения. Возраст свиты подтверждает

ется находками белемнитов *Cylindroteuthis (Lagonibelis) cf. necopinus* Gustomesow и др., а также пелеципод, комплексов фораминифер, отпечатков папоротников. Свита согласно залегает на харосоймской свите и перекрывается с размывом северососьвинской. На востоке района свита переходит в верхи алясовской и низы леушинской свит.

Северососьвинская свита (60—150 м) включает породы верхнего готерива, баррема, апта. Верхи свиты нижнеальбского возраста отнесены к викуловскому горизонту. Представлена она мелко- и среднезернистыми песками с прослоями алевролитов и пропластками бурого угля мощностью 0,2—1 м. Свита с учетом ее положения в разрезе датируется по спорово-пыльцевым комплексам с преобладанием *Gleichenia* и *Schizaeaceae* и по остаткам *Mansisaurus*. Свита регрессивно залегает на улансынской и с размывом перекрывается хантымансийской свитой. С удалением от Урала (в Нижнеобском, Березовском р-нах) северососьвинская свита замещается образованиями леушинской, кошайской, викуловской свит.

Леушинская свита (100—200 м) объединяет породы верхов готерива, баррема и апта (?). Свиту слагают серые, зеленовато-серые аргиллиты и мелкозернистые песчаники морского происхождения, подразделяемые на четыре пачки. Возраст свиты устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и положению в разрезе. Свита согласно залегает на алясовской свите и перекрывается северососьвинской.

Кошайская свита (10—50 м), венчающая разрез аптского возраста, представлена темно-серыми аргиллитами, однородными, иногда слабобитуминозными, с прослоями глинистых известняков и алевролитов; она подразделяется на нижнюю, преимущественно глинистую, и верхнюю, глинисто-алевритовую, пачки. Возраст свиты определяется по редким находкам фораминифер, спорово-пыльцевым комплексам и по положению в разрезе. Свита согласно залегает на леушинской свите и без видимого перерыва перекрывается образованиями викуловской. Севернее Березовского р-на кошайская свита замещается северососьвинской.

*Викюловский горизонт* ( $K_{1vk}$ ) в пределах Западно-Сибирской низменности представлен викуловской свитой. Свита (50—300 м) сложена алевролитами с прослоями глини и известняков, желваками сидерита (нижняя подсвита) и песчано-алевритовыми породами (верхняя подсвита). Апт-раннеальбский возраст свиты устанавливается по папоротниково-хвойному комплексу спор и пыльцы, а также по положению свиты в разрезе. Она согласно залегает на кошайской свите и перекрывается хантымансийской. На западе региона отложения викуловской свиты замещаются осадками северососьвинской.

К *ханты-мансийскому горизонту* ( $K_{1hm}$ ) относится ханты-мансийская свита (100—300 м), включающая породы среднего и верхнего альба. Свита подразделяется на нижнюю подсвиту морских темно-серых аргиллитоподобных глин с прослоями алевролитов, известняков, сидеритов и верхнюю подсвиту прибрежноморских алевролитов с прослоями песчаников и глин. Возраст свиты устанавливается по комплексам фораминифер с *Ammobaculites fragmentarius* Cushman, *Vernenilina asanoviensis* Zasp. и др. и спорово-пыльцевым спектрам. Ханты-мансийская свита согласно залегает на викуловской и перекрывается уватской свитой.

*Нижний мел* ( $K_1$ ) Печорской низменности, показанный на карте единым комплексом, охватывает берриасский, валанжинский и нерасчлененные готеривский и барремский, аптский и альбский ярусы.

Берриасский ярус (15—20 м) представлен синевато-серыми алевролитистыми глинами и глинистыми алевролитами, иногда опоковидными, линзовиднослоистыми с остатками ауцелл, аммонитов, белемнитов плохой сохранности. Выделяются эти отложения в разрезах скважин



79, 98 и др. на северо-западе Печорской низменности по положению в разрезе, сходству фораминифер и аммонитов, известных на р. Ижма. Отложения берриаса залегают согласно на глинах волжского яруса и перекрываются алевролитами валанжина.

Валанжинский ярус (17—120 м) расчленяется на две литологических пачки: нижняя (10—15 м) сложена глинистыми алевролитами, песками, мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками с глауконитом, глауконитово-кварцевыми прослоями с карбонатным цементом и светло-зелеными глинами монтмориллонитового состава; в ней содержатся раковины ауцелл, аммонитов, белемниты, фораминиферы; верхняя (40—80 м) представлена серыми и зеленовато-серыми алевролитистыми и алевроитовыми глинами, глинистыми алевролитами с подчиненными прослоями глауконитовых песков. В верховьях р. Шапкиной в разрезе увеличивается количество песчаного материала. На востоке Печорской низменности (низовья рр. Лаи, Колвы, район пос. Хоседахард) валанжин представляет переслаивание алевролитов, глин, песков с фауной ауцелл, белемнитов, фораминифер. Возраст отложений устанавливается на основании находок аммонитов *Polyptichytes* sp., ауцелл *Aucella keyserlingi* L a h., *A. crassicola* К e y s., комплексов фораминифер с *Gaudryina gerkei* S c h a g o w. в нижней части разреза и с *Glomospirella gaultina* O g b. в верхней части. Отложения валанжинского яруса на северо-западе залегают согласно на берриасе, в низовьях рр. Лаи, Колвы и других районах — с перерывом на глинах волжского яруса. В низовьях рр. Лаи, Колвы они перекрываются несогласно толщей алевроитов и песков аптского и альбского возраста.

Готеривский и барремский ярусы (15—30 м) известны по скв. 79, 98, 128, 240 и др. на северо-западе территории до р. Колвы и представлены черными и коричневатыми глинами, зеленовато-серыми глинистыми алевролитами и песками. Возраст определяется по комплексу фораминифер *Gyroidina sokolovae* M j a t l., *Discorbis barremicus* M j a t l. и др., характерных для готеривского и барремского ярусов Русской платформы. В спорово-пыльцевом спектре преобладают споры *Gleichenia* и пыльца *Brachyphyllum*. Споры схизейных представлены *Mohria*, *Lygodium*, в меньшем количестве *Anemia*. Много микрофитопланктона. Образование готеривского и барремского ярусов согласно залегают на отложениях валанжина и перекрываются песчано-алевроитовой толщей аптского и альбского возраста.

Аптский и альбский ярусы (200 м) встречены в редких обнажениях по рр. Лебедь, Макариха, на остальной территории скрыты под покровом четвертичных отложений и обнаружены скважинами. Они представлены песками, алевролитами, глинами с прослоями, линзами и конкрециями известковистых песчаников. Характерно присутствие тонких прослоев и линз бурого угля, растительных остатков. Наблюдаются обеленные каолинизированные глины и алевролиты с остатками растений *Ruffordia goeppertii* D u n k., *Coniopteris* sp., *Hepaticites* sp., *Gleichenia* sp., *Pityophyllum nordenskiöldii* N a t h., *Elatocladus* sp. и др. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются преобладанием спор сфагновых мхов. Из голосеменных наиболее часто встречается пыльца сем. Pinaceae, Ginkgoaceae и Taxodiaceae. Появляется пыльца *Cedrus* и покрытосеменных, встречаются фораминиферы *Saccamina testideformabilis* B u l a t o v a, *Höeglundina* ex gr. *reticulata* R e u s s, *Haplophragmoides topagorukensis* T a r p a n и др. Отложения залегают согласно на готерив-барреме, но у края Чернышева они перерывом отделены от отложений валанжина и верхней юры.

## Верхний отдел

В Косью-Роговском р-не отложения верхнего мела распространены на отдельных участках и представлены только породами средней части отдела. К В от Урала развит полный разрез верхнемеловых отложений, где выделяются уватский, кузнецовский, березовский и ганькинский горизонты.

*Уватский горизонт* ( $K_{2uv}$ ) представлен уватской свитой (50—250 м), которая расчленяется на нижнюю подсвиту, представленную прибрежно-морскими серыми, зеленовато-серыми алевритами и алевролитами с редкими прослоями буроватых алевритовых глин, и верхнюю — более песчаную, состоящую из тех же литологических разновидностей. Сенманский возраст свиты определяется по редким находкам фораминифер и папоротниково-хвойным спорово-пыльцевым комплексам с участием *Salix* sp., *Castanea vakhrameevii* Volch., *Quercus durita* Volch. Свита согласно залегает на ханты-мантйской и трансгрессивно перекрывается кузнецовской свитой.

*Кузнецовский горизонт* ( $K_{2kz}$ ), отложения которого включают кузнецовскую свиту, представлен породами нижнего турона и низов верхнего турона. Свита (15—60 м) разделяется на две пачки: внизу пачка серых однородных глин с обрывками пиритизированных водорослей, чешуей рыб, с глауконитовыми алевролитами, песчаниками, и сверху пачка зеленовато-серых глин с прослоями глинистых глауконитовых алевролитов. Возраст свиты устанавливается по находкам *Inoceramus labiatus* Schloth. и др., а также по комплексам фораминифер с *Gaudryina filiformis* Berth. Свита трансгрессивно ложится на породы уватской свиты и перекрывается березовской свитой.

*Березовский горизонт* ( $K_{2br}$ ) представлен березовской свитой широкого возрастного диапазона — от конца турона до раннего и частично позднего кампана. Она залегает на кузнецовской свите и перекрывается ганькинской. Свита (80—250 м) подразделяется на нижнюю подсвиту серых и голубовато-серых опок, кремнистых глин, аргиллитов и верхнюю подсвиту серых, зеленовато-серых, слабо алевритистых глин с прослоями опоковидных глин. Возраст устанавливается по находкам *Oxytoma tenuicostata* Roem., по комплексам фораминифер с *Haplophragmoides* и *Spiroplectammina*, а также по комплексам радиолярий, диатомовых и жгутиковых водорослей.

*Коньякский, сантонский и кампанский ярусы* ( $K_{2cn—cp}$ ). Отложения, относящиеся по возрасту к середине позднего мела (от коньяка до кампана), слагают одно огромное поле в восточной части Косью-Роговского р-на и два небольших участка на его севере и юге. Фаунистически доказаны коньякский и сантонский ярусы.

Коньякский ярус (53—60 м) представлен мелкозернистыми кварцево-глауконитовыми песчаниками, сланцеватыми глинами, глауконитовыми супесями с базальными конгломератами в основании. По комплексам фораминифер отложения делятся на две пачки [12]: нижняя (27—31 м) характеризуется бедной ассоциацией фораминифер с резким преобладанием агглютинирующих видов. Из секреторных форм наиболее распространены представители сем. *Nodosariidae* с *Lenticulina* ex gr. *secans* Reuss. Очень редко встречаются *Eponides* ex gr. *concinus* Brotz. и *Gyroidina* ex gr. *nitida* Reuss., верхняя (26—28 м) характеризуется преобладанием лагенид и появлением форм *Nodosaria* cf. *steenstrupi* Reuss, *Lenticulina ovalis* Brotz., *Marginulina hemiloides* Brotz.

Сантонский ярус (80—90 м) представлен кварцево-глауконитовыми песчаниками и алевролитами, гравелитами, глауконититами песчанистыми и известковистыми опоками, глинистыми опоками и глауконитовыми супесями. В них появляется ассоциация фораминифер с *Eponides* ex

gr. *bivonvexus* Marie, *Anomalina* ex gr. *praerinsdalensis* Brotzen, *S.* ex gr. *pinguis* Plummet, *Buliminella* ex gr. *carseyae* Plummet и др. Над слоями с фораминиферами залегают светло-серые опоковидные песчаники и опоки с избытком раковин *Oxytoma tenuicostata* Roem., а также *Inoceramus* cf. *lobatus* Goldf., *Actinocamax* cf. *verus* Mill. и др. Слои с *Oxytoma tenuicostata* покрываются кварцево-глауконитовыми песчаниками (20—30 м) без фауны. Возможно, верхняя часть песчаников относится к кампанскому ярусу. Образования средней части верхнего мела залегают с резким угловым несогласием на различных горизонтах палеозойских пород.

**Ганькинский горизонт** ( $K_2gn$ ) включает отложения ганькинской свиты (верхний кампан, маастрихт и датский ярус). Свита (20—250 м) сложена морскими зеленовато-серыми аргиллитами и глинами, которые часто цементируются известковистым материалом, иногда становятся опоковидными, содержат прослои известняков и мергелей, пиритизированные водоросли и обугленные растительные остатки. Возраст свиты устанавливается по фауне аммонитов *Baculites anceps* Lam., *B. sibiricus* Glasun. и по комплексам фораминифер.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые образования в регионе представлены отложениями палеоцена, нижнего эоцена, среднего и верхнего эоцена.

**Палеоцен. Талицкий горизонт** ( $P_{1tl}$ ) представлен талицкой свитой (70—90 м), которая подразделяется на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижняя подсвита слагается серыми диатомитами и опоковидными глинами с прослоями опок и диатомовых глин. В ее основании часто залегают глауконито-кварцевые и кварцевые пески с оолитовыми и конкреционными включениями марганцевой руды. Верхняя подсвита представлена алеврито-глинистыми породами. Глины темно-серые, почти черные, с тонкими прослоями серого алевритового материала и обугленных растительных остатков, иногда с включениями пирита, сидерита. Глина бейделлитовая, часто со значительной примесью гидрослюд и монтмориллонита. Возраст талицкой свиты определяется по находкам фораминифер *Ammoscalaria incultus* Engem., *Cibicidoides favorabilis* Vassilenko; радиолярий — *Larcoidea* и спорово-пыльцевых комплексов.

**Эоцен. Люлинворский горизонт.** Отложения горизонта представлены люлинворской свитой, которая делится на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. На геологической карте две последние подсвиты объединены.

**Нижний эоцен. Нижнелюлинворский подгоризонт** ( $P_{2ll_1}$ ) представлен нижнелюлинворской подсвитой (50—60 м), которая согласно залегает на талицкой свите. Подсвита сложена опоками с прослоями трепелов, опоковидных глин и опоковидных диатомитов. Возраст подсвиты устанавливается по находкам диатомей *Triceratium mirabile* Jouse, силикофлагелат *Dictyocha lamellifera* Gleser и спорово-пыльцевым комплексом.

**Средний — верхний эоцен. Верхнелюлинворский подгоризонт** ( $P_{2ll_2}$ ) включает средние и верхнелюлинворскую подсвиты. Среднелюлинворская подсвита (60—100 м) сложена диатомитами, довольно часто выходящими на дневную поверхность. Диатомиты серые, желтовато-серые, палево-серые, легкие, мучнистые, с раковистым и полураковистым изломом. Возраст подсвиты устанавливается по комплексам диатомей с *Coscinodiscus payeri* Grun., комплексам радиолярий, фораминифер, спор и пыльцы.

Верхнелюлинворская подсвита (45—60 м) сложена диатомовыми глинами, во многих случаях выходящими на поверхность. Диатомовые

глины в сыром состоянии голубые или ярко-синие, при высыхании становятся желтовато- и зеленовато-серыми. Порода пластичная, жирная на ощупь, напоминает пластилин, содержит пиритизированные растительные остатки, чешую рыб, линзочки светло-серого алевроитового материала, многочисленные остатки диатомовых водорослей и примесь аморфного опалового вещества. Верхнеэоценовый возраст подсвиты устанавливается по находкам пеллеципод *Nucula* cf. *perovalis* Kolh. и др., а также по фораминиферным, диатомовым и радиоляриевым комплексам.

Верхнеэоценовые отложения известны также на западном склоне Полярного Урала, где они в 1955 г. были установлены В. Я. Устиновым на р. Кара ниже устья р. М. Кара. Здесь эти образования представлены пепельно-серыми тонкополосчатыми аргиллитами, с остатками радиолярий — *Sethocyrtis minimus* Lip., *Cenosphaera* sp., *Spongodiscus* sp., характерных, по заключению Р. А. Липман, для верхнеэоценовых отложений Средней Азии. Установлены также комплексы диатомовых, кремневых и жгутиковых водорослей, характерных для верхнеэоценовых отложений З. Сибири.

Кроме того, палеогеновые образования на западном склоне Полярного Урала при бурении установлены В. И. Белкиным в 1970 г. в осевой части Косью-Роговской и в Каратаихинской мегасинклиналях. Здесь выделяются две свиты: сародская и просундуйская. Сародская свита (55 м) характеризуется серовато-зелеными глинами и алевролитами с прослоями радиоляритов, с многочисленными пятнами ожелезнения и линейно-вытянутыми растительными остатками, обильными плохо сохранившимися фораминиферами, среди которых преобладают агглютинированные формы. В верхах свиты появляются первые редкие нонцониды и эльфидеиды, которые преобладают выше — в просундуйской свите. Среди многочисленных радиолярий установлены типичные верхнеэоценовые формы: *Amphistylus ensiger* Koslova и *Thecosphaera scabra* Koslova. Свита параллелизуется с верхнеюлиновской подсвитой верхнего эоцена З. Сибири.

Просундуйская свита (20—25 м) образует постепенный переход от пород сародской свиты к вышележащим неогеновым отложениям колвинской свиты. По составу отложения просундуйской свиты мало отличаются от сародских. Наиболее важными отличиями являются: а) отсутствие радиоляритов; б) присутствие тонкостенных пеллеципод; в) иной состав фораминифер. Основную часть комплекса фораминифер составляют формы с известковой раковиной, характерные и для вышележащих неогеновых отложений: *Elphidium granatum* Gu d., *E. subclavatum* Gu d., *Protelphidium orbiculare* Grady, *Pr. lenticulare* Gu d. и др. Вероятно, просундуйский комплекс фораминифер является одним из наиболее ранних предшественников современного арктического комплекса простейших [8]. Для просундуйской свиты характерен своеобразный комплекс моллюсков, среди которых В. С. Зархидзе установил *Yoldia* sp. nov., *Cardium* sp. nov., *Portlandica* sp. (aff. *arctica* Gray), *Acila* sp. и др. Этот комплекс, по его мнению, скорее всего является палеогеновым. В. И. Белкин просундуйскую свиту сопоставляет с туртаским горизонтом верхнего олигоцена З. Сибири. Общая мощность палеогена в Печорском угольном бассейне около 135 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В основу описания четвертичных отложений положена стратиграфическая схема, принятая для Урала в 1968 г. [124]. Поскольку на С. Урале нижнечетвертичные отложения тесно связаны с верхним плиоценом, они описываются совместно.

## Плиоцен-нижнечетвертичные отложения

Эти отложения широко развиты в Печорской низменности. В 1962 г. К. К. Воллосович выделил их под названием колвинской свиты. В басс. р. Колвы, у пос. Хорей-Вер, скв. 80 вскрыла наиболее полный стратотипический ее разрез. Отложения приурочены к впадинам дочетвертичного рельефа и залегают они ниже современного эрозионного уровня, будучи представлены как морскими, так и озерно-аллювиальными фациями. Мощность отложений колеблется от 100 м в западной половине Печорской низменности до 5—10 м — в восточной. Свиту слагают плотные с горизонтальной слоистостью зеленовато-серые или темно-серые супеси, иловатые пески и суглинки с редкими гальками и мелкими единичными валунами, иногда с прослоями и пачками глин, скоплениями мелких железистых конкреций и створками пеллеципод. Характерной особенностью свиты является хорошая сортировка, тонкозернистый состав и слоистая текстура отложений; несортированные, мореноподобные разности пород встречаются как исключение и маломощны. Для свиты характерны моллюски: *Propeamussium groenlandicum* Sow., *Nucula tenuis* Mont, *Yoldiella fraterna* Verr. et Bush., *Y. lenticula* Müll., *Portlandia arctica* Gray, *Macoma calcarea* Chemn., *Leda pernula* Müller, фораминиферы: *Elphidium clavatum* Cushman, *Criboelphidium orbiculare* (Brady), *Cr. vulgare* Voloshinova, *Elphidiella hannai* Cushman et Grant., *Cassidulina islandica* Norwangs и др. По кровле верхней пачки песков с прослоем лигнититированного торфа (скв. 80, глубина — 40 м), В. И. Белкин проводит верхнюю границу свиты, считая мощность свиты равной 100 м. В. С. Зархидзе ограничивает свиту кровлей микропалеонтологически охарактеризованных алевритов, кровля которых располагается на абс. отметке минус 88 м; ее мощность в этом случае не превышает 50 м. Вопрос о возрасте этих отложений еще не решен. Начальные этапы четвертичного периода и, возможно, завершающие фазы позднеплиоценового времени на Полярном Урале отмечены накоплением осадков, вскрытых бурением в долинах рр. Крестовой и Соби на глубине 110—120 м ниже современного эрозионного уровня и выделенных В. К. Хлебниковым в 1965 г. в крестовскую свиту. Эти отложения залегают на палеозойских породах и представлены хорошо перемытыми грубозернистыми галечными и валунно-галечными песками с незначительной примесью алевритовых и пылеватых фракций. Галька и единичные мелкие валуны обычно слабо окатаны. Толща галечных песков по литологическому составу и текстуре существенно не отличается от современного горного аллювия, каковым, видимо, и является. Галечные пески перекрыты мореной. Их мощность до 40 м.

В Западно-Сибирской низменности плиоцен-нижнечетвертичным отложениям соответствуют осадки полуйской свиты, изученные по скважинам в долинах рр. Оби, Полуя и Казыма. Отложения свиты приурочены к пониженным эрозионным участкам дочетвертичного ложа на глубине 80—180 м. Свита представлена (30—60 м) песчанистыми глинами темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, с прослоями и линзами глинистых песков. Они обычно неслоистые, плотные, комковато-оскольчатые с включениями гравия, гальки и редких валунов; встречаются и однородные, тонкоотмученные супесчано-суглинистые типично водные осадки. Те и другие отложения переслаиваются и обычно связаны постепенными переходами. Осадки полуйской свиты палеонтологически охарактеризованы слабо.

На схеме стратиграфии четвертичных отложений Урала [124] отражено представление об аккумуляции свиты в результате проникновения вод Полярного морского бассейна на территорию Западно-Сибирской низменности и одновременном развитии оледенения на Урале.

## Среднечетвертичные отложения

Среднечетвертичные отложения, слагающие большую часть территории, включают образования лихвинского, днепровского, одинцовского и московского горизонтов и нерасчлененные толщи среднеуральского надгоризонта.

*Лихвинский горизонт* (m, Ia, III) представлен генетически сложным комплексом морских, озерно-аллювиальных и аллювиальных осадков. На севере Печорской низменности к ним относятся отложения падимейской свиты, а южнее — войской и падимейской свит. Название свиты предложил К. К. Воллосович в 1960 г. для песков с бореальной фауной, обнажающихся по рр. Нядейтивис и Падимейтивис под толщей серых валунных суглинков. Нижняя часть свиты сложена преимущественно алеврито-глинистыми породами с линзами песков, а верхняя — разнородными песками с гравийными или алеврито-глинистыми прослоями. Характерной особенностью свиты является развитие в средней ее части неслоистых мореноподобных валунных суглинков и супесей, изменчивость фациального состава по простиранию, небольшое развитие типично морских осадков и отсутствие выдержанных горизонтов с обильной фауной моллюсков.

Границы падимейской свиты еще не твердо установлены. В. С. Зархидзе нижней границей свиты считает подошву песчаной пачки, а верхней — кровлю пачки глин темно-коричневого цвета. Характерный разрез свиты вскрыт скв. 80 в верховьях р. Колвы. В свите В. С. Зархидзе обнаружены фораминиферы *Protelphidium orbiculare* Brady, *Elphidium* cf. *subclavatum* Gudina, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella involuta* Cushman, *Acarinina umbilicata* Gudina, *A. compacta* Gudina, *Bucella frigida* Cushman, *Cassidulina subacuta* Gudina, *C. norecrossi* Cushman. В басс. р. Колвы отложения свиты залегают на абсолютных отметках минус 40—33 м, мощность свиты порядка 50 м, а по данным В. С. Зархидзе — 100—110 м. Вопрос о возрасте свиты севера Печорской низменности не решен. В. И. Белкин относит ее предположительно к раннему плиоцену, В. С. Зархидзе и А. С. Красножен — к плиоцену; К. К. Воллосович — к раннечетвертичному и первой половине среднечетвертичного времени; А. П. Попов — к среднему плейстоцену.

В более южных районах (басс. среднего течения р. Печоры) в комплексе отложений, залегающих под темно-серыми валунно-галечными суглинками, В. И. Белкин [7] различает падимейскую и более молодую войскую свиты. Собственно падимейские породы вскрыты, по его мнению, только у пос. Усть-Воя скв. 77 на глубине 42,8—49,2 м. Они сохранились в глубокой прибортовой части погребенной долины и представлены несортированными валунно-песчано-глинистыми породами элювиально-делювиального происхождения. Л. А. Кузнецова отрицает существование слоев — аналогов падимейской свиты и считает, что за них принимались отдельные пачки войской свиты. Под названием войской свиты она выделяет все образования, залегающие между мезозойскими отложениями и толщей серых валунных суглинков. Войская свита выполняет глубокие понижения дочетвертичного рельефа и представлена галечниками, песками, супесями, алевритами и глинами мощностью около 82 м. В разрезе различают три пачки, обозначающие собою более или менее самостоятельные циклы руслового и озерно-аллювиального осадконакопления (скв. 52 в р-не с. Усть-Вои и др.). Возраст свиты не вполне установлен. Принято сопоставлять ее с лихвинским горизонтом.

В Западно-Сибирской низменности к лихвинскому времени относят образование осадков древней Обской губы, известные под названием казымской свиты. Последняя залегает ниже современного эрозионного

уровня на полудейской свите без перерыва в осадконакоплении. Она вскрыта в скважинах по профилям Мужа — Азовы, Мужа — Тильтим в интервале глубин от —20 до +30 м, а в долине р. Оби от —120 до —60 м. Свита (50—120 м) сложена горизонтально-слоистыми темно-серыми суглинками и супесями с единичными включениями песчаных и гравийных зерен, мелкой гальки и мелких растительных остатков. Характерна однородность отложений на всей площади их распространения. В долине р. Оби на профилях Мужа — Тильтим, Мужа — Азовы свита содержит комплекс известковистых, преимущественно бентосных, фораминифер. Вместе с ними встречаются спикулы губок и остракоды. Днепровский горизонт представлен ледниковыми и ледниково-морскими отложениями.

*Ледниковые отложения (g II dn)*, связанные с эпохой днепровского оледенения, выходят по склонам долин, у уезов рек и в бассейнах рек Печоры и Оби, залегая обычно ниже современного эрозионного уровня на размытой поверхности дочетвертичных пород. Перекрываются эти отложения флювиогляциальными осадками среднечетвертичного возраста и верхнечетвертичными озерно-аллювиальными отложениями. Ледниковые отложения представлены плотными, неслоистыми, слабо отсортированными суглинками, супесями, редко алевритами или глинами со значительным (2—5%) количеством гравийно-галечно-валунного материала, рассеянного неравномерно. Во влажном состоянии морена темно-синяя до черной, сухая морена серая или пепельно-серая с буроватым или зеленоватым оттенком в зависимости от характера ожелезнения. В нижней части морена бесструктурная, в верхней имеет комковато-оскольчатую структуру. Валуну кристаллических пород обычно хорошо окатаны, подстилающие породы часто превращены в щебенку и дресву. Мощность морены от 10—35 м до 100 м (долина р. Оби).

Ю. Ф. Захаров отмечает, что на территории С. Зауралья не было двух самостоятельных оледенений (днепровского и московского). В конце среднечетвертичной эпохи происходило формирование единой моренной толщи и сопровождающих ее флювиогляциальных отложений, для которых Ю. Ф. Захаров в 1961 г. предложил название усть-ляпинская толща.

В горной части Полярного Урала к отложениям днепровского ледникового раньше относили разрозненные экзотические валуны на уплощенных вершинах и водоразделах. В. К. Хлебников отнес к ним моренные образования, обнаруженные при бурении в долинах рек Соба, Немурьюгана и Крестовой. Эти отложения залегают на глубине от —20 м до —97—100 м; мощность их от 8—10 м до 47 м. Предполагаемая мощность отложений 90—100 м. Морена сложена несортированными, неслоистыми, плотными, значительно слюдистыми с мелкокомковатой структурой супесями с многочисленными, беспорядочно расположенными включениями гравия, гальки и мелких (до 30 см) валунов. Эти валунно-галечные супеси резко отличаются от подстилающих их аллювиальных и перекрывающих озерных отложений. По текстуре и литологическому составу они почти не отличимы от многих разновидностей пролювиальных или солифлюкционных накоплений и от морены сарганского оледенения.

*Ледниково-морские отложения (gm II dn)* вскрыты буровыми скважинами на севере Печорской низменности и представлены нижней пачкой роговской свиты (по р. Роговой, правому притоку р. Усы). Ранее образование этих отложений связывали с покровным континентальным оледенением. Многочисленные данные дают основание выделить внутри свиты два ледниковых (или ледниково-морских) горизонта, разделенных пачкой континентальных и морских отложений [7, 57]. Таким образом, роговская свита четко разделяется на три пачки, которые можно сопоставить с подразделениями среднерусского надгоризонта. К ледниково-

морским отложениям днепровского горизонта отнесены образования нижней пачки роговской свиты. Характерный разрез отложений вскрыт на р. Колве (скв. 80, Хорей-Вер). Свита перекрывает падемейскую свиту. Она сложена темно-серыми и синеватыми, во влажном состоянии почти черными оскольчатými суглинками и алевроитами с редкой мелкой хорошо окатанной галькой, прослоями песка, пропластками сильно измененного торфа и скоплениями вивианита, обильным фаунистическим детритом (*Astarte* sp. ind.), с остатками фораминифер: *Elphidium subclavatum* Gudina, *Protelphidium orbiculare* Brady, *Pr. lenticulare* Gudina, *Criboelphidium goesi* Stschodrina, *Nonionellina labradorica* Dawson, *Cassidulina subacuta* Gudina, *C. norcrossi* Cushman, *C. teretis* Tappan, *C. islandica* Norvang, *Bucella frigida* Cushman, *B. hannaе* Phleger et Parker subsp. *arctica* Voloshinova, *Globigerina bulloides* d'Orb., *Globigerinella involuta* Cushman, *Acarinina Compacta* Gudina, *Polymorphina atlantica* Stschodrina. Особенности литологического состава, распространение отложений и наличие фауны (обломки раковин моллюсков и фораминифер) подтверждают ледниково-морское происхождение нижней пачки.

Вопрос о возрасте роговской свиты весьма сложен. Среди комплекса фораминифер нет ни одного специфического вида и не противоречит ни плиоценовому, ни плейстоценовому возрасту толщи. Ранее отложения свиты относились к среднечетвертичному времени. Позднее, после обнаружения в них морской микрофауны и признания за ними морского и ледниково-морского генезиса, их стали считать верхнеплиоценовыми [7], либо нерасчлененными плиоцен-нижнечетвертичными. В последнее время В. С. Зархидзе предлагает относить их к среднему плейстоцену.

Одинцовский горизонт вскрыт скважинами и обнажен в долинах рек лишь в Печорской низменности. В его составе выделяются озерно-аллювиальные и морские отложения.

Озерно-аллювиальные отложения (Ia II od) представляют собой сложную по генезису толщу озерно-аллювиальных и частью трудно отличимых от них отложений водных потоков, возникших в конце днепровского оледенения. К ним отнесены выходы озерно-аллювиальных отложений в долине р. Печоры и отложения средней пачки роговской свиты. В долине р. Печоры эти отложения залегают с размывом на днепровской морене или на пермских породах и перекрываются озерно-аллювиальными осадками позднечетвертичного времени. На участке с. Усть-Щугор — г. Печора Е. Н. Былинский и др. выделили в них две пачки осадков. Нижняя пачка (15—20 м) состоит из средне-, и грубозернистых песков с включением большого количества хорошо окатанного гравия и гальки. Верхняя пачка (7—10 м) представлена мелко- и среднезернистыми песками с редким гравием и галькой, с косой, горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Ниже по течению р. Печоры отложения представлены глинами, суглинками, супесями и алевроитами. Мощность их до 48 м. Опресненно-морские или озерно-аллювиальные отложения [57] средней пачки роговской свиты на С района представлены слоистыми глинами, алевроитами, суглинками с вкрапленностью вивианита и растительным детритом, пачками переслаивающихся песчаных и алевроито-глинистых пород (скв. 80, 1337, 1246 и др.). Мощность осадков до 20 м. В низовьях рр. Шапкиной, Лая, Колва, Уса, Адзьва и др. средняя часть роговской свиты представлена песками, галечниками, часто интенсивно-ожелезненными. Нередки в них мелкие линзы или прослой торфа. Мощность 6—19 м.

Морские отложения (III od) одинцовского горизонта изучены Е. П. Бойцовой в верховьях р. Лай. Они представлены желтыми среднезернистыми песками с прослоями и линзами многочисленных и хо-



рошо сохранившихся раковин морских моллюсков и прослоями древесины. Мощность около 8 м. Среди моллюсков М. А. Лаврова определила *Cardium groenlandicum* Chemn., *Mya truncata* L., *Cyrtodaria siligis* Sprengl, *Saxicava arctica* L., *Balanus crenatus* Brug., *Cyprina islandia* L. М. А. Лаврова пришла к выводу, что эти отложения образованы во время межледниковой бореальной трансгрессии.

Среднеуральский надгоризонт включает несколько толщ, нерасчлененных по возрасту: ледниковые, частью ледниково-морские, одновозрастные, с ними флювиогляциальные и озерно-ледниковые отложения Печорской низменности и ледниковые и флювиогляциальные отложения Западно-Сибирской низменности.

*Ледниковые и ледниково-морские отложения* (g+gm II dn—ms), слагающие обширные полого-увалистые водораздельные поверхности к Ю от широтного участка р. Печоры и междуречья рр. Усы и Адзвы, Усы и Косью Л. А. Кузнецовой объединены в соплясскую свиту. Она сложена темно-серыми несортированными структурными суглинками, глинами и супесями с включением гравия, гальки и мелких валунов, реже уплотненными алеврито-глинистыми песками, алевритовыми суглинками и тонкодисперсными глинами с повсеместным включением гравия, гальки, валунов и глыб (до 5%). Обломочный материал тесно связан с составом подстилающих пород. В ледниковых отложениях встречаются отторженцы юрских глин. В ряде обнажений и скважин обнаружены мелкие обломки раковин, спиккулы губок и фораминиферы: *Elphidium orbiculare* Brady, *E. subclavatum* Gudina, *Cassidulina teretis* Trajan, *C. norcrossi* Cushman, *Elphidiella hannai* Cushman et Grant., *Elphidium granatum* Gudina, *Criboelphidium goesi* Stachedrina, *Pseudopolymorphina curta* Cushman et Ozawa, *Cibicides losatulus* Walker et Jacob. Анализ водной вытяжки из суглинков и супесей свидетельствует о преимущественно слабой засоленности вод бассейна. Мощность толщи 25—40 м.

Литологический состав осадков и слабая их сортировка указывают на преимущественно ледниковое происхождение, а находки единичных фораминифер, результаты анализов водной вытяжки — на влияние морских условий и частичное образование ледниково-морских отложений. Возраст отложений устанавливается по их стратиграфическому положению в разрезе.

*Ледниковые и флювиогляциальные отложения* (g+f II dn—ms). Слабая изученность и недостаточно аргументированное расчленение привели к выделению на юго-востоке и частично юго-западе (по согласованию с И. И. Красновым) нерасчлененных среднечетвертичных ледниковых и флювиогляциальных отложений. Сюда отнесены песчаные водно-ледниковые осадки, покрывающие водораздельное пространство к З от долины р. Оби до долин рр. Хулги, Ляпин и морена максимального оледенения, вскрытая в долинах мелких рек и по склонам водоразделов рр. Оби и Вогулки. Флювиогляциальные отложения (35—50 м) представлены кварцевыми и полимиктовыми гравийно-галечными песками с единичными валунами, с подчиненными прослоями суглинка, супеси. Вверх по разрезу увеличивается количество прослоев супеси и алеврита. Переход от водноледниковых к ледниковым отложениям постепенный. Петрографический состав обломочного материала в них также сходен. Он представлен комплексом уральских пород, редко обломками подстилающих пород.

Ю. Ф. Захаров выделяет здесь усть-ляпинскую свиту, в которую включил ледниковые и водноледниковые отложения эпохи максимального оледенения (в объеме среднеуральского надгоризонта). Ф. А. Алядин ледниковые и водно-ледниковые образования относил ко времени зырянского оледенения, а В. К. Хлебников по аналогии с Печорской низменностью полагал, что зырянское оледенение на северо-западе Си-

бирской низменности не имело широкого распространения. Он рассматривал эти осадки как более древние, связывая их с эпохой среднечетвертичного оледенения.

*Озерно-ледниковые отложения* (lg II dn—ms) на водоразделе рр. Вертный — Большой Аранец представлены сине-серыми пластичными глинами с хорошо выраженной горизонтальной слоистостью. В низах глины приобретают типичную ленточную текстуру. Слоистость обусловлена чередованием тонких глинистых прослоев и более мощных — песчаных. В верхней части разреза глины, переслаиваясь с мелкозернистыми песками, постепенно переходят в озерно-болотные отложения с многочисленными растительными остатками и прослоями торфа. Мощность ленточных глин до 10 м.

*Флювиогляциальные отложения* (f II dn—ms). В Печорской низменности ледниковые и ледниково-морские отложения перекрыты флювиогляциальными образованиями, пятна которых известны на междуречьях рр. Усы и Азвы, Усы и Косью и к Ю от широтного колена р. Печоры. Представлены они толщей мелко- и среднезернистых песков, хорошо отсортированных, с неправильной косой и горизонтальной слоистостью, с линзами и прослоями гравийно-галечных образований и мелкого валунника. Мощность отложений 2—15 м, редко до 25—30 м.

Московский горизонт представлен ледниково-морскими, морскими, аллювиально-морскими и озерно-аллювиальными отложениями.

*Ледниково-морские отложения* (gm II ms) слагают обширные водораздельные пространства с абс. отметками 150—200 м, реже 220—250 м. К ним отнесены отложения верхней пачки роговской свиты в Печорской низменности и отложения салехардской свиты Западно-Сибирской низменности. В. К. Хлебников к этим осадкам отнес также толщу супесей, вскрытую в погребенных долинах горных рек Полярного Урала. Отложения верхней пачки роговской свиты, являясь рельефообразующими на севере Печорской низменности, вскрываются в обнажениях по склонам, днищам речных долин и буровыми скважинами. Они залегают на средней пачке роговской свиты и представлены темно-серыми тяжелыми суглинками, песчанстыми глинами, плотными супесями с примесью окатанного гравия, гальки и мелких валунов. Местами толща обогащена (до 10—12%) крупнообломочным материалом разной степени окатанности. Состав валунов и гальки отвечает комплексу пород Полярного Урала и Печорской низменности. Результаты анализов по методу Стадникова указывают на образование осадков в опресненной морской среде. Характерны моллюски арктического типа: *Astarte borealis* Chern., *A. montagui* Dilliw., *A. orendta* Gray, *A. elliptica* Brown [50], фораминиферы: *Elphidium subclavatum* Guidina, *Cassidulina subacuta* Guidina, *Protelphidium lenticulare* Guidina, а также растительные остатки, спикулы губок, радиолярии, диатомовые. Мощность верхней пачки роговской свиты 40—50 м. Судя по литологическому составу, наличию фауны и микрофауны, отложения являются ледниково-морскими.

Отложения салехардской свиты широко распространены на гряде Мужинский Урал и в долине р. Оби (селения Мужы, Горки и др.). Свита залегают на разных гипсометрических отметках [75]: на гряде Мужинский Урал ее подошва находится на отметках 20—30 м; а в долине р. Оби на 60—100 м ниже уровня моря. Наиболее высоко (до 250—280 м) эти отложения поднимаются на Мужинском Урале. В долине Оби они обнажаются в цоколе озерно-аллювиальной равнины и надпойменных террас, где их видимая мощность достигает 20—25 м. Различия в гипсометрическом положении осадков можно объяснить только последующими тектоническими движениями. Свита представлена многократным переслаиванием песчано-глинистых, иногда алевритовых осадков с гравийно-галечным и валунным материалом. Особенно-

стью свиты является наличие двух типов осадков. Для одного из них характерна плохая отсортированность материала, почти полное отсутствие слоистости, наличие комковато-оскольчатой структуры, значительное количество песчаных зерен, гравия и гальки, что придает образованиям мореноподобный характер. Другой тип представлен отсортированными однородными по составу, преимущественно горизонтально-слоистыми алеврито-глинистыми отложениями. Наличие двух типов осадков позволяет считать, что салехардская свита формировалась в водном бассейне, где аккумуляровались типично водные и мореноподобные образования, связанные с ледниковой деятельностью. На морской генезис осадков указывают раковины морских моллюсков, остракоды, спикулы губок, фораминиферы хорошей сохранности. Мощность отложений 200—220 м.

На Полярном Урале во вторую половину среднечетвертичного времени происходило накопление мощной толщи осадков, заполняющей долины в горной полосе хребта и в значительной своей части залегающей ниже современного эрозионного уровня. Эта толща, выделенная В. К. Хлебниковым в немурьюганскую свиту, пробурена скважинами в долинах рр. Немурьюгана, Соби, Крестовой. Мощность ее 90 м. Она залегаєт на морене днепровского оледенения и сложена однородными тонкоотмученными, горизонтально-слоистыми супесями серого и светло-серого цвета с единичными включениями гравия, мелкой (1—2 см, реже 3—5 см) угловатой и окатанной галькой, валунами (до 0,5 м) и пачками мелко- и среднезернистых пылеватых песков. Обломочный материал отмечается лишь вблизи склонов долин. Местами в супесях наблюдаются включения вивианита. Свита имеет морское и прибрежно-морское происхождение и уверенно сопоставляется с салемаьской свитой низовьев р. Оби и ее частичным аналогом — салехардской свитой (В. К. Хлебников).

*Морские отложения* (m II ms) слагают аккумулятивную равнину на севере Печорской низменности, развитую на абс. отметках 120—160 м и более. Они выделены и описаны В. С. Зархидзе [50] как ващуткинская свита, которая включает лагунные и прибрежно-морские фации мелководного Полярного бассейна, связанные постепенными переходами с подстилающими отложениями роговской свиты. Верхний контакт свиты не ясен, так как ее породы слагают вершины водораздельных массивов. Свита (20—40 м) представлена желтыми и желтовато-серыми неяснослоистыми мелкозернистыми песками с линзами и прослоями разнозернистых песков и галечников с *Astarte borealis* Chemn., *Macoma baltica* L., *M. calcarea* Chemn., *Saxicava arctica* L., *Mya truncata* L., *Astarte crenata* L., Gray, *A. crebricostata*, *Cyprina islandica* L.

*Аллювиально-морские отложения* (am II ms) развиты к ЮЗ от с. Мужы. Представлены они песчаной толщей, выделенной Ю. Ф. Захаровым в мужинскую пачку, относящуюся к верхам салехардских отложений. Пачка представлена существенно кварцевыми песками светло-серыми и белыми, тонко- и мелкозернистыми, хорошо отсортированными, участками горизонтально-слоистыми, с редким включением гравия и галек. Мощность песков до 45 м. Их состав и текстура, переслаивание с морскими слоями (в более погруженных частях), гипсометрическое положение (отметки 100—250 м) и характерный грядовой рельеф поверхности песков, образующих ряд береговых валов или дюн, закрепленных растительностью, свидетельствуют, что мужинская пачка, являясь прибрежной фацией Салехардского моря, фиксирует положение береговой линии в конце среднечетвертичного времени.

*Озерно-аллювиальные отложения* (la II ms) известны как домерская свита и широко развиты на севере и северо-востоке района. Они залегают на размытой поверхности роговской свиты. Верхний контакт

их с породами покровного комплекса отчетливый. Наиболее мощный (60 м) разрез свиты изучен В. И. Белкиным [7] в верховьях руч. Дозмершор. Низы свиты наблюдались в разрезах скважин и шахт. На обохренной поверхности ленточных глин роговской свиты здесь залегают базальный песчано-галечный сильно ожелезненный горизонт с мелкой галькой и гравием (30 см). Выше лежит пачка (4,5—12 м) мелкозернистого олигомиктового песка с охристыми разводами, горизонтально-полосчатого за счет тонких (1—2 мм) полосок глины, глинистого алевролита, пропластков торфа или растительного шлама. Эти пески встречаются на отметках от +110 м до 215 м. Мощность их до 40 м. Верхняя часть дозмерской свиты сложена косослоистыми, грубозернистыми, полимиктовыми песками, галечниками и валунниками, приуроченными к положительным формам рельефа с абсолютными высотами 140—200 м и более (мощность 10 м). Свита венчается плохо отсортированными буровато-серыми валунными супесями или суглинками (мощность 10 м).

В. С. Зархидзе, В. К. Хлебников датируют свиту временем московского ледникового, основываясь на ее стратиграфическом положении в разрезе четвертичных отложений.

### Верхнечетвертичные отложения

Верхнечетвертичные отложения широко распространены на рассматриваемой территории и включают образования микулинского (казанцевского), ханмейского, каргинского и полярно-уральского горизонтов.

Микулинский (казанцевский) горизонт представлен озерно-аллювиальными осадками в Печорской низменности и аллювиально-морскими в долине р. Оби.

*Озерно-аллювиальные отложения* (la III kz) отмечаются в виде изолированных выходов по долинам рр. Усы, Кокпела, Б. Кочмес, Кечпель и др. Они залегают на ленточных глинах или валунных суглинках роговской свиты и перекрыты озерно-аллювиальными и ледниковыми осадками зырянского возраста. Отложения представлены тонко- и мелкозернистыми песками с редкой галькой и прослоями супесей и глин. Редко встречаются прослойки торфа, гравия и галечников. Прослойки и отдельные пласты крупно- и среднезернистых песков и гравия отмечаются в нижней, реже в верхней частях разрезов. В песках иногда отчетливо выражена косая слоистость. В супесях и глинах слоистость горизонтальная, переходящая иногда в ленточноподобную. По облику эти отложения очень напоминают озерные. М. С. Калецкая относит эти отложения к озерно-аллювиальным образованиям казанцевского горизонта, на основании пыльцы и спор, среди которых резко преобладает пыльца древесных растений: *Picea* (30—59%), *Pinus* (19—33%) и *Betula* (6—40%). Мощность отложений 2—12 м.

*Аллювиально-морские отложения* (am III kz) обнажаются на берегах р. Оби в районе сел Старый Киеват, Казыммыс, Горки и др. в доколе озерно-аллювиальной равнины. Они залегают на размытой поверхности салехардской свиты и иногда отделены базальным горизонтом гравийно-галечникового и валунного материала. Подошва аллювиально-морских отложений чаще залегают ниже уреза р. Оби, кровля размыта. Мощность 20—30 м. Аллювиально-морские отложения представлены супесчано-суглинистыми и песчаными породами с хорошо выраженной слоистостью и прослоями хорошо сохранившихся растительных остатков. В песчаных осадках преобладают различные типы косой слоистости. Супесчано-суглинистые осадки чаще всего хорошо отсортированы, слоистость в них ленточного характера. Судя по составу и ха-

рактору слоистости осадков, по присутствию в них немногочисленной морской фауны (*Pecten islandica*), эти отложения можно считать аллювиально-морскими.

Результаты спорово-пыльцевых и диатомовых анализов, приводимые Г. П. Лазуковым [75], указывают на умеренные климатические условия формирования этих отложений, характерные для межледникового.

Отложения объединенных казанцевского и ханмейского горизонтов широко распространены в Печорской и Западно-Сибирской низменностях и представлены аллювиально-морскими и озерно-аллювиальными осадками. Формирование их происходило в первую половину верхнечетвертичного времени и было связано с существованием на С Печорской и Западно-Сибирской низменностей казанцевского моря.

*Аллювиально-морские отложения* (am III kz—hn) развиты только в пределах Печорской низменности, где слагают плоскую, местами всхолмленную равнину с абс. высотами 70—100 м. Эта равнина вдается вглубь территории заливообразными понижениями по долинам рр. Печоры, Неруты, Морею и др.

Морские и аллювиально-морские отложения, относимые В. С. Зархидзе [50] к казанцевскому горизонту, были им выделены в мореюскую свиту. Стратотипический разрез свиты вскрывается в среднем течении р. Морею, где по данным В. С. Зархидзе, на роговских глинах залегают косослоистые тонкозернистые пески и супеси с линзами серых мелкозернистых песков и прослоями глин, переполненных остатками раковин моллюсков: *Cyprina islandica* L., *Maetra elliptica* Brown., *Zirphaea crispata* L., *Mytilus edulis* L., *Natica clauca* Brod. et Sow., *Astarte borealis* Chern., *A. elliptica* Brown., *A. montagui* Dillw., *Mya truncata* L. и др. По комплексу фауны и положению в разрезе описываемые осадки соответствуют типичным казанцевским (бореальным) отложениям стадии максимума трансгрессии. Мощность отложений 25—30 м.

*Озерно-аллювиальные отложения* (la III kz—hn) на площадях с абсолютными отметками 70—100 м прослеживаются вдоль речных долин Печоры и Оби. Чаще лежат они с размывом на среднечетвертичных валунистых суглинках, реже пластичных глинах. В Колвинской депрессии они представлены песчано-глинистыми осадками, часто перекрытыми мощной (до 3—6 м) залежью плотных темно-коричневых торфов. Понижения рельефа в Западно-Сибирской низменности сложены озерно-аллювиальными песками, как правило, хорошо отсортированными, супесями, алевритами и глинами. Редкие включения гравия и гальки приурочены к низам разреза. На площади Косью-Роговской депрессии к рассматриваемым отложениям отнесен комплекс осадков, связанных с зырянским оледенением разного генезиса — водноледникового озерно-аллювиального и, возможно, озерно-ледникового. Эти отложения по простиранию незаметно переходят в флювиогляциальные. Поэтому граница их распространения носит в значительной мере условный характер. В составе этих отложений преобладают мелкозернистые пески, супеси, суглинки и глины, часто с хорошо выраженной тонкой горизонтальной и косой слоистостью. В долинах рек Печоры и Оби озерно-аллювиальные отложения слагают IV уровень террас. Это горизонтально-слоистые пески тонко-, мелко- и среднезернистые с включением гравия и гальки, иногда с линзами торфа.

По данным спорово-пыльцевых анализов [57] в озерно-аллювиальных песках, обнажающихся на правом берегу р. Адзвы, выделены два горизонта: нижний, соответствующий времени существования темнохвойной тайги (межледниковье), и верхний, отвечающий началу зырянского оледенения. Мощность отложений от 2 до 30—40 м.

Североуральский надгоризонт объединяет разнообразные по генезису осадки ханмейского, каргинского и полярно-уральского горизонтов.

Образования эпохи зырянского (ханмейского) оледенения широко распространены на территории и представлены ледниковыми, ледниково-морскими, флювиогляциальными и озерно-аллювиальными отложениями.

*Ледниковые отложения* (g III hn) зырянского оледенения развиты широкой полосой вдоль западного и восточного склонов Урала и прилегающих низменностей. На С Урала, где наблюдаются значительная мощность и широкое распространение ледниковых отложений с ярко выраженными конечными моренами, зырянское оледенение имело покровный характер. Южнее, на Приполярном Урале, оледенение носило иной характер, о чем свидетельствует маломощный и чаще всего разорванный покров морены. Среди исследователей нет единого мнения о характере проявления и размерах зырянского оледенения. В. С. Зархидзе считает его горно-долинным и значительно сужает границы его распространения на западном склоне Урала. К зырянскому времени он относит лишь узкую полосу ледниковых отложений, не отходящую далеко от гор. И. Л. Кузин, И. В. Рейнин и Н. Г. Чочиа также считают, что оледенение было горно-долинным, небольшим и только в горной части Урала. Ф. А. Алявдин, М. Н. Бойцов, С. С. Боч, И. И. Краснов, Г. И. Лазуков, В. А. Лидер, В. К. Хлебников и др. относят зырянское оледенение к оледенению покровного или полупокровного типа, охватывавшего значительные площади.

В пределах низменностей ледниковые отложения образуют единый покров различной мощности. В области предгорий и межгорных депрессий чехол ледниковых отложений разорван: в горах морена залегает отдельными пятнами, или на более древних четвертичных отложениях, или непосредственно на коренных породах. Отложения представлены несортированными, буровато-коричневыми, неслоистыми суглинками и супесями, иногда пылеватыми песками с большим количеством (30—45%) валунов и галек. В суглинках нередки линзы песка. Состав валунно-галечного материала из местных и уральских пород. Мощность отложений до 10—20 м.

*Ледниково-морские отложения* (gm III hn) на СВ Печорской низменности перекрывают ледниково-морские осадки верхней пачки роговской свиты. На водоразделах часто наблюдается переход бурых валунных суглинков зырянской морены вниз по разрезу к темно-серым суглинкам, сходным с суглинками роговской свиты. Темно-серые валунные суглинки слагают и большую часть свежих аккумулятивных ледниковых всхолмлений, отнесенных к краевым образованиям зырянского оледенения. Поэтому верхний ледниковый горизонт, который раньше считался зырянской мореной, представляет собой толщу (5—8 м) (В. К. Хлебников), образовавшуюся, по-видимому, в мелководном морском бассейне во время существования на Урале ледников зырянского времени.

*Флювиогляциальные отложения* (f III hn) развиты отдельными полями у внешнего края ледниковых отложений на пологих склонах речных долин и на водораздельных пространствах. Они представлены чаще разнозернистыми песками с включением гальки и валунов, образующих иногда прослойки и линзы, реже мелкозернистыми песками. Для песков свойственна косая, диагональная и реже слабонаклонная и горизонтальная слоистость. Залегают эти отложения преимущественно на моренных суглинках зырянского оледенения и генетически связаны с тальми водами ледника. Мощность отложений 2—6 м, редко до 10—15 м.

*Озерно-аллювиальные отложения* (la III hn) развиты на площади Усинско-Лемвинской и Хулгинской депрессий и в долинах рр. Печоры, Усы, Косью, Оби и других, где слагают аккумулятивную равнину и третью надпойменную террасу.

Отложения озерного бассейна, занимавшего обширные пространства в низовьях р. Лемвы, представлены толщей (28,4 м) горизонтально-слоистых глин с прослоями супеси и песка, с редкой мелкой, хорошо окатанной галькой. У основания толщи слой суглинка с большим количеством (до 30%) средней и мелкой гальки. По периферии озерного бассейна отложения становятся более песчанистыми.

В пердгорных районах Урала третья терраса имеет эрозионно-аккумулятивное строение. Она представлена цоколем коренных либо древних четвертичных пород, перекрытых аллювиальными и частично флювиогляциальными отложениями, не всегда отделимых от аллювиальных осадков. Аллювиальные отложения представлены кварцевыми песками с гравием и галькой, реже супесями и суглинками. В песках часто хорошо выражена тонкая горизонтальная слоистость, переходящая в косую.

В долинах рек Печорской и Западно-Сибирской низменностей третья надпойменная терраса формировалась за счет речной и озерной аккумуляции. Об этом говорит состав осадков, существенная часть которых представлена глинистыми песками, суглинками, супесями, глинами. В глинах наблюдаются растительные остатки и торф — характерный признак озерной аккумуляции. Пески имеют четкую горизонтальную, иногда диагональную слоистость и книзу обычно становятся крупнее, появляются прослойки среднезернистого песка, включения мелкой гальки. К верховьям рек озерно-аллювиальные отложения постепенно переходят в аллювиальные. Мощность отложений 3—28 м.

Каргинский горизонт объединяет комплекс аллювиально-морских отложений, развитых на севере Печорской низменности, и аллювиальные отложения второй надпойменной террасы рек.

*Аллювиально-морские отложения* (am III кг) слагают пониженные равнинные участки рельефа, приуроченные к долинам рек Нерута, Уреръяха, Сямаю и др. Их накопление связано с новой (каргинской) трансгрессией моря. Трансгрессия была незначительной и не распространялась на площади с отметками выше 40—50 м. Осадки имеют аллювиально-морской характер и представлены однообразными горизонтально- и косослоистыми песками и супесями мощностью 8—15 м.

*Аллювий второй надпойменной террасы* (a III кг) широко развит в долинах рек Печоры, Усы, Оби и др. Терраса преимущественно эрозионно-аккумулятивная. Отложения ее залегают с размывом на верхне- и среднечетвертичных или коренных породах. В предгорьях аллювий второй террасы представлен песками, супесями и галечниками мощностью 5—6 м, редко 10 м.

В отложениях отмечается косая и линзовидная, реже горизонтально-волнистая слоистость. Характерны прослойки и линзы песка и гравийно-галечного материала, сцементированного железисто-марганцовистыми окислами.

В Западно-Сибирской и Печорской низменностях вторую надпойменную террасу слагают аллювиальные и частью озерно-аллювиальные отложения мощностью от 1,5—10 м до 20—25 м. Толщина аллювия представлена серыми песками с включением гравия и гальки в нижней половине разреза. В песках наблюдаются маломощные прослойки супесей, суглинков, глин и торфяника.

Осадки сартанского возраста в горной части Полярного и Приполярного Урала представлены ледниковыми и в предгорьях — флювиогляциальными, озерно-аллювиальными и аллювиальными отложениями.

*Ледниковые отложения* (g III риг) в горной части Полярного и Приполярного Урала выполняют троговые долины и представлены моренами. Эти образования отчетливо выражены в рельефе и легко опознаются на местности. Морены горно-долинного оледенения обычно об-

рамляются краевыми грядами, обозначающими границы распространения ледников, и непосредственно граничат с полями более древней зырянской морены. Между моренами сартанского и зырянского оледенений неизвестны разделяющие образования, т. е. отсутствуют данные, подтверждающие самостоятельность (обособленность во времени) этих оледенений. Образования, связанные с каждым из этих двух оледенений, отделены друг от друга лишь территориально. Это позволяет полагать, что сартанское оледенение было крупной и ярко выраженной, завершающей стадией зырянского оледенения. Однако морфологически оно проявилось как самостоятельное ледниковье, настолько четки, определены и свежи формы рельефа, созданные ледниками этого возраста.

Основные очаги сартанского оледенения — хр. Оче-Ныр, массивы Райиз и Пайер на Полярном Урале и Народо-Итьинский кряж на Приполярном Урале. Реликтами этого оледенения являются многочисленные трог, кары, сглаженные скалы, ледниковые озера и классические дуги конечных морен, наряду с моренными холмами и грядами.

Отложения сартанского оледенения залегают на размытой поверхности дочетвертичных пород, местами перекрывают морены зырянского оледенения. Представлены они буровато-коричневыми и серыми песчанистыми суглинками и супесями, содержащими до 30—50% и более обломочного материала. Размеры валунов и обломков от 5—10 см до 1—2 м, иногда до 3 м в поперечнике. Состав обломочного материала однообразен и представлен исключительно местными породами. Мощность 2—5 м, а на участках развития конечных и стадийных морен до 15—25 м.

*Флювиогляциальные отложения* (f III rig) известны в неширокой полосе вдоль границы сартанского оледенения, где они слагают зандровые поля, шлейфы и отдельные конусы выноса. Эти отложения однообразны и представлены несортированными, но хорошо окатанными валунными галечниками, в составе которых на суглинки и супеси приходится 30—40% общей массы. Мощность 2—5 м.

*Озерно-аллювиальные, частью флювиогляциальные отложения*, (la III rig) развиты на северо-востоке территории, где слагают первую надпойменную террасу и сопряженные с ней зандровые поля. Генетически и пространственно эти отложения связаны с ледниковыми образованиями сартанского оледенения и представлены песчано-гравийными отложениями с линзами суглинков и глин серого цвета и с большим количеством гальки и валунов хорошей окатанности. Мощность 3—5 м.

*Аллювий первой надпойменной террасы* (a III rig) наблюдается почти повсеместно, но наиболее широко развит в долинах рр. Печоры, Усы, Оби. В горной части Урала площадь ее распространения ограничена, и она сложена в основном разнозернистыми песками, супесями и гравийно-галечными отложениями с редкими валунами. Мощность аллювия от 2—3 до 4—6 м. В долинах рр. Печоры, Усы и др. верхняя часть разреза обычно представлена супесями, суглинками, торфяниками, реже мелкозернистыми и тонкозернистыми желтовато-серыми песками. Ниже следуют мелкозернистые, реже среднезернистые пески с включением гальки и гравия, изредка с прослоями супесей или суглинков. В основании толщи залегают песчано-гравийно-галечные отложения с редкими валунами. Мощность аллювия 3,5—7 м на рр. Усе, Воркуте и до 8—21 м на р. Печоре. В Западно-Сибирской низменности первую надпойменную террасу слагают пески, глинистые пески, глины, торф, в русловой фации местами наблюдаются гравийные пески с галькой. Мощность 10—15 м.



## Верхнечетвертичные и современные отложения

Верхнечетвертичные и современные нерасчлененные отложения широко распространены на территории и представлены делювиальными, элювиально-делювиальными и делювиально-коллювиальными образованиями, аллювиальными отложениями, накоплениями пролювиальных шлейфов и конусов выноса, а также ледниковыми отложениями карового оледенения. Все они формировались в течение длительного времени, которое совпало с завершающими этапами зырянского оледенения и современной эпохой.

*Ледниковые отложения карового оледенения* (g III+IV) сохранились почти на всех наиболее высоких участках Уральского хребта. Морены этого оледенения отделены от предшествовавшего резко выраженным ригелем, высота которого достигает 100 и более метров. Местами, особенно в пределах Ляпинского антиклинория, каровые морены нередко смыкаются с моренами сартанского оледенения, ригель между ними отсутствует и граница обозначается лишь полосой резко выраженных краевых образований.

В отличие от зырянского и сартанского оледенений каровые морены особо отчетливо выражены и обычно тесно связаны с сохранившимися здесь фирновыми снежниками. Последние и сейчас в какой-то мере служат источником пополнения слагающего их обломочного материала. Отложения карового оледенения слагают холмы и гряды протяженностью от 25 до 90 м при высоте их от 3—5 до 15 м. Состав обломочного материала полностью определяется составом пород, слагающих стенки кара. Мощность отложений 3—5 м, редко до 10—20 м.

*Пролувиальные, частью аллювиально-пролувиальные отложения* (p III+IV) прослеживаются в речных долинах и у подножий крутых склонов, где слагают хорошо выраженные в рельефе конусы выноса временных потоков. Нередко несколько конусов выноса сливаются и образуют единый пролувиальный шлейф. На отдельных участках пролувиальные отложения развиваются в центральных частях долин, где подпруживают русла рек, что приводит к формированию аллювиально-пролувиальных осадков. Мощность отложений 8—10, реже 15—25 м.

*Аллювий поймы и первой надпойменной террасы* (a III+IV) представлен песками, суглинками, галечно-валунными отложениями мощностью 1—3 м.

*Делювиально-коллювиальные отложения* (dc III+IV) широко развиты в горной части Полярного Урала, где в виде маломощного чехла покрывают склоны гор и подножия крутых склонов, образуя накопления и шлейфы. Они представлены несортированным глыбово-щебенчатым материалом мощностью от 0,5—2 м до 5 м, иногда 35 м у подножья склонов.

*Элювиальные и делювиальные нерасчлененные отложения* (ed III+IV) распространены на выравненных участках горных вершин, нагорных террасах и склонах, где представлены широкими полями щебня и глыбовыми развалами, возникшими в результате выветривания и денудации. На поверхности преобладает крупноглыбовый материал различной формы и величины. Под слоем глыб концентрируется суглинистый материал с угловатыми обломками пород и мелкой щебенкой. На участках распространения неустойчивых к выветриванию пород (алевролитов, филлитов и т. д.) преобладают мелкоглыбово-щебенчатые фракции (до 0,1—0,15 м) и присутствует значительное количество мелкоземистых фракций: суглинки, супеси до 30—40%. Мощность отложений до 1 м на вершинах и нагорных террасах, до 3—5 м в нижней части склонов. К элювиально-делювиальным отложе-

ниям относятся и покровные образования, слагающие сплошной чехол на равнинных водораздельных пространствах. Это — неслойные суглинки и супеси с редкой галькой и мелкими валунами мощностью 0,5—5,0 м.

*Делювиальные отложения* (d III+IV) широко распространены в горной и предгорной полосе Урала, покрывая маломощным чехлом пологие склоны возвышенностей и речных долин. В районах развития крепких пород (кварцитов, песчаников, конгломератов, гранитов и др.) преобладают крупноглыбовые (глыбы до 1—3 м), в остальных случаях щебневые осыпи мощностью 0,2—1,5 м на крутых склонах, до 3—5 и более метров на более пологих.

### Современные отложения

К современным отложениям относятся аллювий низкой и высокой поймы, русловой аллювий и связанные с современным оледенением образования.

*Аллювий высокой и низкой пойм* (a IV) на Урале и в Приуралье сложен в верхней части разреза переслаиванием разнозернистого песка с легким суглинком, в нижней — гравийно-галечным и валунным материалом с примесью песка. В низовьях рек обычно начинают преобладать супесчано-суглинистые осадки. Мощность 2—5 м. В Печорской и Западно-Сибирской низменностях отложения представлены иловатыми песками, супесями, суглинками, глинами, линзовидными залежами торфа и гравийно-галечными скоплениями. Мощность в низовьях р. Оби до 30—40 м, на р. Печоре 7—14,5 м.

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования на территории могут быть разделены на две большие группы, связанные соответственно с историей развития раннекаледонского (позднепротерозойско-кембрийского) и варисского (ордовикско-триасового) тектоно-магматических циклов.

### РАННЕКАЛЕДОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии позднепротерозойско-кембрийского возраста обнажаются в ядрах антиклинальных структур варисцид.

Наиболее мощные вулканиты зафиксированы в верхней части разреза позднепротерозойско-кембрийских образований (саблегорская, кокпельская и бедамельская свиты). Эти вулканиты наиболее близки к липарито-базальтовой формации [98], характерной для средней (инверсионной) стадии развития складчатых областей. К той же стадии, видимо, принадлежат интрузии малопатокского габбро-диабазового, парнукского габбро-диоритового и сальнерско-маньхамбовского гранодиорит-гранитового комплексов. Формационная принадлежность перечисленных выше интрузивных комплексов требует уточнения. Однако можно отметить отсутствие среди них батолитовых формаций, столь типичных для средних стадий развития многих складчатых областей. Возможно, отсутствие батолитов — одна из специфических особенностей интрузивного магматизма ранних каледонид севера Урала.

В последнее время удалось выделить ряд орогенных (послеинверсионных) формаций, представленных манарагско-сивьягинским габбро-монзонит-сиенитовым комплексом, комагматичным лорцемпейским трахандизит-базальтам. Этот комплекс, вместе с более поздними комплексами сивьягинских пикритовых порфиритов и пайпудынским гранит-порфиром и фельзит-порфиром, характеризуют более поздние орогенные стадии ранних каледонид севера Урала\*.

Подчиненное развитие получили интрузии, которые связываются с доинверсионными стадиями развития ранних каледонид. К ним относятся интрузии метагаббро-диабазов и габбро-амфиболитов (в ядре Хобеизской антиклинали), апоперидотитовых серпентинитов енганэ-пэйского комплекса и кварцевых диоритов в хр. Енганэ-Пэ. Эти изверженные образования слабо изучены и формационная принадлежность их остается невыясненной.

Метагаббро-диабазы и диабазы ( $\gamma\beta PR_3$ ) слагают различные по величине согласные пластообразные, реже секущие тела мощностью от нескольких метров до десятков и сотен метров среди метаморфизованных осадочных пород няртинской свиты (на В Ляпинского антиклинория). Вместе с вмещающими толщами они, как правило, преобразованы в альбитовые и плагиоклазовые амфиболиты (с эпидотом и

\* Б. А. Голдин, М. В. Фишман и В. Н. Пучков рассматривают эти комплексы в составе орогенного ряда формаций байкалид.

гранатом), в которых иногда сохранились реликты офитовой и реже габбровой структур. Таким же метаморфическим преобразованиям подверглись также и ордовикские отложения. Геологическая позиция, возраст и петрография рассматриваемых метагаббро-диабазов не выяснены в достаточной степени.

Енганэ-пэйский комплекс апоперидотитовых серпентинитов ( $\psi PR_3: Eje$ ) распространен в хр. Енгане-Пэ и Манита-Нырды. Он представлен линзовидными телами серпентинитов мощностью до нескольких десятков метров, простирающихся на десятки и сотни метров. Иногда они образуют короткие цепочки. В виде включений в серпентинитах наблюдаются амфиболизированные диабазы. Гальки серпентинитов встречены в базальных конгломератах нижнего ордовика. Серпентиниты представлены лизардит-антигоритовыми и антигоритовыми с баститом (апогарцбургитовыми?) разностями. Вблизи интрузий кварцевых диоритов серпентиниты участками амфиболизированы, карбонатизированы и рассланцованы. Незначительно развиты амфиболизированные клинопироксениты. В самих серпентинитах и экзоконтакте с ними встречены примазки и вкрапленность никельсодержащих минералов, возможно, гидротермального (биметасоматического?) происхождения. Данных о возрасте и формационной принадлежности серпентинитов енганэ-пэйского комплекса недостаточно.

К ЮЗ от Енганэ-Пэйской и Манита-Нырды брахиантиклиналей мелкие согласные залежи серпентинитов и апоперидотитовых (верлитовых, гарцбургитовых, реже лерцолитовых) серпентинитов известны в Лемвинском антиклинории. Они выступают среди вулканитов кокпельской свиты кембрия. Структурная позиция и верхний возрастной предел серпентинитов не ясны. Отдельные тела их встречены среди филлитов грубеинской свиты нижнего — среднего ордовика, что позволяет предполагать, по крайней мере для части их, более молодой возраст. В различной степени серпентинизированные гипербазиты, в виде мелких согласных тел, известны также в Ляпинском антиклинории.

Малопатокский комплекс габбро-диабазов, диабазов и метадиабазов ( $\gamma\beta\epsilon\pi\rho$ ) довольно широко распространен в Ляпинском антиклинории, где представлен пластообразными и частью дайко- и штокообразными телами площадью до 1—6 км<sup>2</sup>. Интрузии иногда группируются в пояса даек, фиксирующие разломы в крыльях и реже осевых частях доордовикских антиклинальных структур. Они прорывают толщу вулканитов саблегорской свиты и, в свою очередь, прорваны гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса (абс. возраст до 525 млн. лет). В состав интрузий входят диабазы, габбро-диабазы, иногда габбро-диориты, диабазовые порфириты (в эндоконтактах интрузий), а также метадиабазы, сосюритизированные и уралитизированные). В габбро-диабазе встречается рассеянная вкрапленность титано-магнетита, халькопирита, борнита и пирротина. Амфиболизированные их разности вблизи гранитоидов содержат рутил.

Парнукский габбро-диоритовый комплекс ( $\gamma\delta\epsilon\rho$ ) развит в центральной части Ляпинского антиклинория, где его размещение контролируется глубинным разломом, вдоль которого расположен ряд штокообразных и пластообразных массивов площадью от 5 до 100 км<sup>2</sup> (Парнукский, Хобеинский, Народинский и другие массивы), а также многие более мелкие тела, укладывающиеся в прерывистые пояса. Нередко те же породы встречаются в виде различных по величине оторженцев и включений среди гранитоидов других комплексов. Интрузии прорывают вулканиты саблегорской свиты и, в свою очередь, прорваны гранитоидами сальнерско-маньхамбовского комплекса (абс. возраст по слюдам 490—544 млн. лет). В составе интрузий преобладают роговообманковые и амфиболизированные габбро и габбро-диориты, а также биотитово-роговообманковые диориты, кварцевые диориты и

тоналиты [31]. Встречены также габбро-нориты и гранодиориты. Подчиненное развитие получили амфиболизированные пироксениты (оливин-? и гиперстенсодержащие их разновидности) и горнблендиты, слагающие линзообразные тела, мощностью до 5—8 м. Все названные породы связаны между собой постепенными (иногда в пределах короткого интервала) переходами. Многие разновидности характеризуются неравномерностерстным строением и неоднородным такситовым (нередко атакситовым) сложением.

Восстановление истории формирования пород парнукского комплекса представляет значительные трудности. Под воздействием более молодых интрузий и связанных с ними инъекционно-метасоматических процессов исходные породы из семейства габбро подверглись амфиболизации и «диоритизации». Однако часть диоритов, кварцевых диоритов, и, возможно, гранодиоритов могли представлять одну из самостоятельных фаз внедрения. Упомянутые выше пироксениты скорее являются образованиями сингенетичными габбро (и габбро-норитам), чем продуктами самостоятельной фазы внедрения. Среди жильных пород встречены роговообманковые микродиориты, а также амфиболизированные диабазы и диабазовые порфириды. Петрохимические особенности горных пород комплекса во многом обусловлены воздействием более молодых гранитоидов [31]. Из полезных ископаемых отмечены лишь редкие проявления амфибол-асбеста, в серпентинизированных пироксенитах — талька, в габбро рассеянной вкрапленности титанистого магнетита с сульфидами железа и меди. Комплекс ближе всего отвечает габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

Кварцевые диориты и частью тоналиты кембрийского возраста (δС) слагают относительно небольшие штокообразные и линзообразные тела (до 1,5×5 км) в хр. Енганэ-Пэ среди отложений енганэ-пэйской свиты. Они образуют короткую (4—5 км) четкообразную цепочку интрузий северо-западного простирания, прорывающих серпентиниты енганэ-пэйского комплекса, а также габбро- и габбро-диабазы. Галька кварцевых диоритов встречена в конгломератах нижнего ордовика. Все это позволяет датировать интрузии как кембрийские.

В составе интрузивных тел преобладают роговообманковые кварцевые диориты, обнаруживающие отклонения в сторону тоналитов и иногда плагногранитов. Реже встречаются биотитсодержащие разновидности. В отдельных телах к эндоконтактам приурочены меланократовые породы диоритоидного состава. Среди кварцевых диоритов встречены жиллообразные участки аляскитовых гранитов. Они же рассеяны дайками диабазов и маломощными жилами плагноаплитов и плагнопорфиром.

Сальнерско-маньхамбовский гранодиорит-гранитовый комплекс (γδ; γС<sub>sm</sub>) получил значительное распространение в западной и центральной частях Ляпинского антиклинория, где представлен массивами: Кефталыкским, Торговским, Хартесским, Малопатокским, горы Ровной, Сальнерским, Няртинским, Городкова, Маньхобеюским, Малдинским и другими более мелкими телами. Структурная их позиция не всегда ясна. Отдельные массивы приурочены к участкам воздымания шарниров складок или к зонам разломов в пределах антиклинория. В целом устанавливается тесная связь со структурами позднепротерозойско-кембрийского возраста. Интрузии гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса прорывают вулканиты саблегорской свиты, а продукты их разрушения (аркозовый материал и гальки) встречены в составе полимиктовых песчаников лаптапайской свиты [103] и базальных конгломератов раннего ордовика (тельпосская свита). Абс. возраст гранитоидов по слодам колеблется в пределах 490—544 млн. лет. Ряд массивов (Сальнерский, Городкова и др.) представлен пластообразными телами, окруженными в всячем боку ореолами

мигматитов и гранитизированных образований. Часть массивов (Малопатокский, Маньхобеюский и др.), обнаруживающих неправильные очертания в плане и признаки термально-контактового воздействия на вмещающие породы, имеют штокообразную форму размером до 200 км<sup>2</sup>. Небольшие массивы площадью 3—10 км<sup>2</sup>, имеющие в плане изометричные и неправильные очертания, сложены преимущественно гранитоидами гипабиссальной фации. Возможно, часть их комагматична липаритам саблегорской свиты [58]. Можно предполагать, что часть массивов гранитоидов (согласные тела) представляет соскладчатые интрузии, а другие (тела неправильной формы) являются позднескладчатыми и отчасти послескладчатыми. Многие массивы гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса имеют сложное строение и многофазную историю формирования. Первая интрузивная фаза представлена биотитовыми гранитами и реже гранодиоритами, составляющими главную интрузивную фацию, а также гибридными породами гранодиорт-тоналитового ряда, характеризующими фацию эндоконтактов. Вторая фаза сложена лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. В составе жильной фации отмечены аплиты, пегматиты и кварцевые порфиры. В некоторых массивах не дифференцированных по фазам внедрения, преобладают либо граниты либо гранодиориты. В целом в составе рассматриваемого комплекса преобладают нормальные граниты.

Контактовое воздействие гранитоидов выразилось в одних случаях в гранитизации вмещающих пород, а в других — в их ороговиковании и перекристаллизации. Во внутренних зонах контактовых ореолов фиксируются фации пироксеновых и роговообманковых роговиков, во внешних — альбит-эпидотовых роговиков. Более древние габбро и диабазы подвергаются в зонах контакта окварцеванию, микроклинизации и биотитизации. Гранитоиды более молодого кожимского комплекса и связанные с ними проявления щелочного метасоматоза участками преобразовали горные породы сальнерско-маньхамбовского комплекса в разнообразные гранитоподобные метасоматиты.

Особенности химизма гранитоидов, в целом отвечающих нормальному ряду, детально охарактеризованы в работе [128]. Рудопроявления, ассоциирующиеся с рассматриваемым комплексом, представлены пегматитовыми жилами с мусковитом, рутилом и реже касситеритом, а также кварцевыми жилами с золотом, пиритом, халькопиритом и молибденитом. Участками в гранитоидах наблюдается повышенное содержание аксессуарного молибденита.

По-видимому, часть интрузий можно рассматривать как соскладчатые и сопоставлять с гранит-гранодиоритовой формацией инверсионных стадий развития складчатых областей. Другая, вероятно преобладающая часть, может быть отнесена к позднескладчатым или даже раннеорогенным внедрениям (гранодиорт-гранитовая формация). Важно отметить, что интрузии располагаются в толщах, характеризующихся низкими ступенями регионального метаморфизма. По-видимому, формирование гранитоидов связано с процессами более глубоких уровней земной коры.

Манарагско-сивьягинский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс (*veGms*) получил ограниченное распространение на западе Ляпинского антиклинария. Интрузии представлены отчетливо дискордантными относительно небольшими телами (до 5—7 км<sup>2</sup> и редко более), а также дайками и силлообразными залежами, которые контролируются разломами северо-западного и близмеридионального простирания. Они прорывают вулканиты саблегорской свиты. В составе лаптапайской толщи, прежде относившейся к верхам саблегорской свиты, известны покровы трахиандезит-базальтов. Последние можно рассматривать как эффузивные эквиваленты интрузивных пород данного ком-

плекса. Абсолютный возраст габбро в истоках р. М. Паток  $600 \pm \pm 35$  млн. лет (валовое определение).

В истории формирования ряда массивов (басс. верхнего течения р. Сивяга) можно выделить две фазы. Первая, преобладающая, представлена габбро, габбро-диоритами, сиенито-диоритами, монцонитами и кварцевыми монцонитами. Все эти породы образуют единый генетичный ряд и связаны между собой постепенными переходами. В состав второй фазы входят средне- и мелкозернистые кварцевые монцониты и кварцевые сиениты. Дайки и небольшие силлообразные залежи (басс. р. Маварага) не дифференцируются по фазам внедрения и сложены габбро, сиенитами и реже керсантами. Некоторые массивы прорваны дайками пикритовых порфиритов (районы горы Тельпосиз, бассейна р. Сивяга, истоков рек Пуйвы, Маньи, Лемвы). Верхний предел их возраста не известен. Возможно, пикритовые порфириты представляют самостоятельный интрузивный комплекс.

Рудопроявлений, связанных с данными интрузиями, пока не встречено. По особенностям вещественного состава и морфологии тел интрузивные породы отвечают габбро-сиенитовой формации.

Пайпудынский комплекс гранит-порфиров, фельзитовых и кварцевых порфиритов (ул $\epsilon$ р), выделенный и изученный И. А. Петровой [98] на Полярном Урале (басс. р. Б. Пайпудына и район оз. Б. Хадата-Юганлор), представлен небольшими телами, нередко группирующимися в цепочки, подчиненные зоне глубинного разлома, прослеживающегося вдоль Харбейского антиклинория. Они представляют собой чаще всего либо дайкообразные тела простого строения мощностью от десятков до нескольких сотен метров, либо сложные согласные многофазные залежи, достигающие по площади 5—6 км<sup>2</sup>. Встречаются также секущие жилы и дайки мощностью в несколько метров или десятков метров. Интрузии прорывают нижнеордовикские отложения. Абсолютный возраст парагенетически связанного гидротермального оруденения 465 млн. лет (определение свинцовым методом).

В составе рассматриваемых интрузий отмечены фельзиты, фельзитовые и кварцевые порфиры, альбитофиры и продукты метаморфизма порфиритов — кварцево-серицитовые породы. Встречены также гранит-порфиры. С этими интрузиями ассоциируют жилы и дайки диабазов, габбро-диабазов, габбро-пироксенитов, роговообманковых порфиритов и диоритов. Возможно, они представляют самостоятельный «послегранитовый» комплекс малых интрузий. Породы несут следы регионального метаморфизма зеленосланцевой ступени. В локальных зонах проявления динамометаморфизма развиты кварцево-серицитовые сланцы. По своим петрохимическим особенностям [98] породы относятся к группе пересыщенных щелочами и кремнекислотой, с содержанием К и Na в равных количествах. Характерно высокое содержание цикония, иттрия, иттербия, галлия, свинца, меди и др.

Геолого-петрографические и другие особенности интрузий позволяют связывать их образование с орогенными стадиями ранних каледонид, по-видимому, завершающих развитие магматизма этого цикла. Они могут быть отнесены к гранит-порфировой формации.

Раннепалеозойские интрузии габбро-диабазов, метадиабазов и аподиабазовых амфиболитов ( $v\beta PZ_1$ ), диоритов ( $\delta PZ_1$ ) и габбро-диоритов ( $v\delta PZ_1$ ) довольно широко распространены в доордовикских образованиях хр. Енганэ-Пэ, Манита-Нырды, Ханмейхой и Оче-Нырды. Они слагают многочисленные дайко- и силлообразные тела.

Объективных критериев для разделения интрузий на доордовикские и более молодые на С Урала пока не установлено. Те и другие петрографически весьма сходны и нередко пространственно тесно сопряжены. Раннепалеозойским возрастом условно датирован ряд ин-

трузивных массивов габбро, габбро-диоритов и диоритов, обнажающихся вблизи восточной границы района (гора Яркеу, верхнее течение р. Б. Ханмей, гора Понпельиз). Эти массивы образуют субмеридиональный пояс на юго-западе Харбейского антиклинория среди регионально метаморфизованных зеленосланцевых пород лонготюганской серии. Интрузивные породы габбро-диоритового ряда представлены амфиболизированными и роговообманковыми разностями, так как они испытали не только региональный метаморфизм, но также воздействие более молодых гранитоидов. Там, где это воздействие сопровождалось тектоническими движениями (участки и зоны смятия), породы преобразованы в бластомилониты и бластокатаклазиты, а также в роговообманково-плаггиоклазовые гнейсы (часто фельдшпатизированные, мусковитизированные и окварцованные).

## ВАРИССКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные образования варисского тектоно-магматического цикла особенно широко развиты в зоне Главного Уральского глубинного разлома и примыкающих к нему участках эвгеосинклинали. Для миогеосинклинали характерно меньшее проявление интрузивного магматизма. В Центрально-Уральской антиклинорной зоне, например, фиксируется полихронный гранитоидный магматизм (мигматит-гранитовая формация), связанный с процессом постконсолидационной активизации на разных стадиях варисского цикла. Западнее этой зоны известны лишь спордические проявления интрузий девонской габбро-диабазовой (габбро-долеритовой?) формации. Наиболее поздние стадии магматизма рассматриваемого цикла представлены излияниями триасовых базальтов в Предуральском краевом прогибе.

Все многообразие интрузивного магматизма варисского цикла можно разделить на две большие группы — ордовикско-раннекарбонную (турнейскую?) и средне-позднепалеозойскую.

### Ордовикско-раннекарбонные интрузии

В составе рассматриваемой группы интрузий можно выделить две подгруппы — ордовикско-силурийскую и позднедевонско-раннекарбонную, соответствующих интрузивному магматизму ранней и поздней стадий геосинклинали развития варисцид.

### ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Позднеордовикские габбро-диабазы, диабазы ( $v\beta O_3$ ) и продукты их метаморфизма широко распространены в Лемвинском антиклинории и на западном крыле Тагильского синклинория. Они слагают многочисленные пластовые залежи (до 40—50 м) и реже секущие дайки (10—12 м) протяженностью до 1—1,2 км. Нередко дайки и пластовые залежи образуют сближенные группы тел, т. е. группируются в зоны и полосы. Прорывают они не только доордовикские, но и ниже-среднеордовикские породы грубеинской свиты. Отдельные тела встречены среди средне-верхнеордовикских толщ молюдшорской свиты. В результате регионального плутонического метаморфизма ранне-силурийского возраста (абс. возраст 430—446 млн. лет) габбро-диабазы видоизменены до альбит-эпидотовых амфиболитов с гранатом. Эти данные дают основание датировать их как позднеордовикские. Исходные породы интрузий представлены нормальными кварцсодержащими раз-



ностями диабазов и габбро-диабазов. Для них характерны процессы уралитизации, хлоритизации, эпидотизации и сосюритизации. В петрохимическом отношении габбро-диабазы представляют нормальную известковощелочную серию.

Собский габбро-диорит-тоналитовый комплекс ( $v-\gamma_0O_3-S_1s$ ) широко распространен по периферии Войкарского синклинория. Габбро и габбро-нориты ( $vO_3-S_1s$ — первая фаза комплекса) слагают различные по величине (до 170—280 км<sup>2</sup>) линзообразные в плане крутопадающие массивы, разобщенные относительно более поздними внедрениями гипербазитов. На современном эрозийном срезе тоналиты, а также тесно с ними связанные кварцевые диориты и плагиограниты ( $\delta O_3-S_1s$ — вторая фаза комплекса) преобладают над габбро. Гранитоиды слагают крупный, вытянутый на СВ массив площадью в пределах только Войкарского синклинория почти 1200 км<sup>2</sup>. Размещение гранитоидов в Войкарском синклинории подчиненно структурам самых нижних зеленосланцево-амфиболитовых горизонтов толщ ордовикского (?) и более древнего возраста. Габбро-нориты, преобладающие в составе ранних фаз, по химическому составу близки к среднему типу толеитов.

Массивы габбро-норитов (район горы Хордюс) обнаруживают многофазную историю формирования. От ранних фаз к поздним происходит смена меланократовых и мезолитовых габбро-норитов их лейкократовыми разностями, вплоть до плагиоклазитов. Наиболее поздние фазы представлены роговообманковыми габбро-пегматитами и горнблендит-пегматитами, связанными между собой переходами. Полосчатость и гнейсовидность габбро-норитов, как правило, крутая, почти вертикальная, простирающаяся обычно соответственно удлинению массивов, а в краевых зонах следуя их очертаниям. В массиве горы Хордюс эти текстуры (данные М. А. Маслова и Ю. Е. Молдаваницева) часто ориентированы поперек его удлинения, а в краевых зонах с приближением к поверхности контакта изгибаются, обнаруживая при этом в плане сигмоидальный рисунок. Это, по-видимому, свидетельствует о формировании массива в условиях сдвиговых напряжений. Среди габбро-норитов (по р. Хаймаю) встречены согласные шширообразные тела сингенетичных (?) гипербазитов (верлитов и бронзит-диаллаговых пироксенитов).

Наложение регионального плутонического метаморфизма ранне-силурийского возраста (альбит-эпидот-амфиболитовая, амфиболитовая и участками эклогитовая фации), а также более поздние стадии щелочного существенно натриевого метамоматоза, сопровождавшиеся процессами диафтореза, обусловили преобразование габбро-норитов в разнообразные гранат-эпидот-цюзитово-амфиболовые (нередко альбит- и мусковитсодержащие) породы, бластокатаклазиты и бластомилониты. В контакте с гранитоидами поздних фаз в связи с процессами плагиогранитизации по породам группы габбро образуются диоритоиды. Наиболее распространены в составе собского комплекса биотитово-роговообманковые (редко существенно биотитовые) тоналиты, отчасти плагиограниты и кварцевые диориты, составляющие единый генетичный ряд. Они характеризуются повышенной известковистостью. Локально в гранитоидах проявлены гранитизация (более молодой янаслорский комплекс и др.) и калишпатизация, сопровождающаяся биотитизацией роговой обманки, а также проявлением среди аксессуарных минералов дополнительно монацита, молибденита, флюорита, цирколита и др. [115]. Гранитоиды, как правило, обнаруживают отчетливое гнейсовидное, иногда полосчатое, сложение. Обычно крутопадающие планпараллельные текстуры простираются в соответствии с залеганием вмещающих толщ. Характерна относительно слабая гомогенезация гранитоидов: среди них наблюдаются участки и шширы пород

диоритондного состава, нередко меланократовых, а также согласные с элементами внутреннего строения массива включения или крупные перемещенные отторженцы вмещающих пород (амфиболитов, амфиболовых сланцев, метагаббро, горнблендитов и др.). В одном случае встречен стторженец гипербазитов [86].

Галька тоналитов встречена [78] в базальных горизонтах мусюрской свиты (средний — верхний девон). Абс. возраст тоналитов и плагиогранитов (по биотиту) 430—450 млн. лет. Этот возраст, очевидно, «омоложен» благодаря наложению более поздних процессов гранитизации.

Из разреза осадочно-вулканогенных толщ Войкарского синклинали выпадают значительная часть силура и полностью верхний ордовик. Это обстоятельство вместе с вышеизложенными соображениями позволяет отнести формирование гранитоидов собского комплекса к концу ордовика — началу силура, т. е. ко времени, когда проявились интенсивные складчатые дислокации, очевидно, сменившиеся стадией частной инверсии.

Геолого-петрографические особенности интрузий позволяют предполагать, что в Войкарском синклинали современным эрозионным срезом вскрыто такое глубинное сечение Уральской эвгеосинклинали, в пределах которого формировались ультраметагенные гранитоиды существенно плагиоклазового состава, входящие в состав габбро-плагиогранитовых ассоциаций.

Петрохимические особенности горных пород, отнесенных к собскому комплексу, указывают на принадлежность их к сравнительно бедным щелочами и обогащенным кальцием сериям. В геохимическом отношении [115] они характеризуются пониженными против кларков содержаниями калия, титана, ниобия, циркония и редких земель. Содержания остальных элементов близки к кларковым. В габбро, габбро-пегматитах и амфиболитовых пироксенитах местами встречается рассеянная вкрапленность и шпирообразные обособления магнетита с примесью сульфидов железа и меди.

Войкаро-Сыньинский дунит-гарцбургитовый комплекс ( $\delta S_{105}$ ) образует одноименный пояс гипербазитов и представлен почти непрерывной, длиной около 300 км, цепью массивов. Наиболее крупные из них — Райиз (380 км<sup>2</sup>) и Войкаро-Сыньинский (2050 км<sup>2</sup>). Контакты гипербазитов с вмещающими породами, как правило, тектонические. В мелких телах гипербазитов, прослеживающихся по р. Лабогей и др. и представляющих сателлиты Войкаро-Сыньинского массива, встречаются иногда разлинзованные ксенолиты вмещающих метабазитов амфиболитовой фации (данные А. П. Белоусова и Ю. Е. Молдаваницева), что позволяет предполагать интрузивный характер контакта.

Основная масса гипербазитов не несет следов регионального плутонического метаморфизма (абс. возраст по слюдам 430—446 млн. лет), затронувшего вмещающие образования. Абс. возраст флогопита и роговой обманки из жил жадеитов и альбититов, секущих гипербазиты Войкаро-Сыньинского массива равен соответственно 402 и 410 млн. лет (материалы В. Ф. Морковкиной и Г. Н. Савельевой). Галька серпентинизированных верлитов встречена [78] в базальных горизонтах мусюрской свиты (средний — верхний девон). Приведенные данные позволяют датировать гипербазиты войкаро-сыньинского комплекса как раннесилурийские.

Морфология и внутреннее строение массивов гипербазитов еще не достаточно выяснены. Массивы имеют различную, нередко сложную форму, зависящую, по-видимому, от тектоники вмещающих толщ и строения конкретных участков зон разлома. В строении массивов преобладают породы ряда дунит-гарцбургита, подчиненное значение имеют лерцолиты и верлиты. Характерно полосчатое и гнейсовидное

сложение большинства гипербазитов [1, 48, 94, 13]. Наблюдается вертикальная зональность массивов, обусловленная преимущественным развитием гарцбургитов (реже лерцолитов) на их верхних гипсометрических уровнях [102, 109]. В отдельных участках Войкаро-Сыньинского массива (водораздел рр. Трубаю — Хойла и др.) плоскостная ориентировка энстатита в гарцбургитах (данные А. А. Савельева и Г. Н. Савельевой) подчинена системе более или менее концентрических поверхностей, падающих к центру, как бы намечающих воронкообразное строение таких участков. В краевых зонах массивов параллельные текстуры дунит-гарцбургитов нередко согласны с очереданиями контактов, в то время как в удалении от них, во внутренних частях массивов (например Райиза), плоскостная ориентировка энстатита во многих случаях подчинена одному главному направлению трещиноватости и реже сопряженной пересекающейся системе трещин. Широко развиты гнейсовидные антигоритизированные аподуниты, реже апогарцбургиты [109], которые слагают, как правило, крутопадающие и реже пологозалегающие участки (зоны) мощностью от нескольких десятков до сотен метров, а иногда нескольких километров. Менее развит по периферии массивов комплекс полосчатых «вторичных» перидотитов и пироксенитов (верлиты, клинопироксениты, реже лерцолиты и вебстериты).

В восточной эндоконтактной зоне массива встречены небольшие участки битовнит-анортитсодержащих вторичных гипербазитов, обнаруживающих переходы к оливиновым габбро, форелленштейнам и плагиоклазитам [86, 14]. Разнообразие пород краевых частей массива связано с преобразованием (по системам трещин) дунит-гарцбургитов, подвергшихся процессу высокотемпературного метасоматоза, сопровождаемому привнесением кальция и алюминия. На западе Войкаро-Сыньинского массива имели место процессы кремне-щелочного (существенно натриевого) метасоматоза, с которыми, возможно, связано образование среди гипербазитов жильобразных тел альбитовых гранитоидов, альбититов и жадеититов, нередко окруженных зональными пироксеново-амфиболовыми оторочками [86, 14].

Жильный комплекс представлен дунитами, клино- и ортопироксенитами, горнблендитами, актинолититами, плагиоклазитами, оливиновыми габбро и габбро-норитами, плагиоаплитами, альбитовыми гранитоидами с мусковитом. Наиболее поздними являются дайки пород ряда спессартит-диабазы [110].

В истории формирования гипербазитовых массивов войкаро-сыньинского комплекса могут быть намечены по крайней мере два этапа — этап становления и этап преобразования, каждый из которых, в свою очередь, может быть разбит на стадии.

Начальная стадия становления с трудом поддается реставрации. Она характеризуется последовавшим непосредственно за внедрением магмы формированием вертикальной зональности и первичных план-параллельных текстур в верхней гарцбургитовой зоне. Следующая стадия того же этапа выразилась в частичной высокотемпературной метасоматической депироксенизации первичных гарцбургитов системе развитой в них трещиноватости. Результатом этого процесса явилось образование полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса пород. Процесс депироксенизации завершился формированием различных по величине жильобразных и неправильных тел грубозернистых и пегматоидных высокомагнезиальных дунитов, с которыми ассоциируются наиболее крупные скопления хромитовых руд.

Этап преобразования отделен от предыдущего этапа периодом интенсивных тектонических деформаций, выразившихся в создании новой системы трещиноватости, и зон расланцевания и милонитизации внутри гипербазитовых массивов. В массиве Райиз, например, просле-

живается близширотная наложенная зона шириной до 2—4 км. Стадия динамометаморфических преобразований гипербазитов первого этапа сменяется их высокотемпературной метасоматической энстатитизацией (развитие вторичных порфиробластических гарцбургитов). Этот процесс завершается формированием жилообразных тел энстатитов, с которыми нередко ассоциируют участки грубозернистых гранобластовых оливинитов. Новообразованный энстатит, как правило, подвержен оталькованию и хлоритизации. «Вторичные» гипербазиты, связанные с этапом преобразования, так же, как и слагающие их минералы, обнаруживают присутствие чуждых гипербазитам (ксеногенных) малых элементов натрия, бария, стронция, ниобия и галлия.

К более поздним стадиям преобразования, по-видимому, следует отнести метасоматическую клинопироксенизацию и связанное с ней образование полосчатого комплекса пород ряда дунит — верлит — клинопироксенит по периферии массивов, а также жил клинопироксенитов (диаглитов) и реже вебстеритов в их внутренних частях.

Петрохимические особенности указывают на принадлежность гипербазитов рассматриваемого комплекса к группе гипермагматитов [113]. Наряду с постоянно присутствующими в гипербазитах массива Райиз аксессуарными магнетитом и хромитом характерны пирит, пирротин и гранат. Из редких и очень редких встречены циркон, шпинель, корунд, рутил, галенит и самородная медь (данные С. Ф. Соболева). Наиболее перспективные концентрации хромитовых руд, как правило, ассоциируют с грубозернистыми (иногда пегматоидными) дунитами, представляющими завершающие стадии этапа его становления [109].

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс ( $\psi S_1s$ ) представлен лишь северным окончанием одноименного протяженного гипербазитового пояса, прослеживающегося вдоль Тагильского синклиория. Прерывистая цепочка небольших интрузий гипербазитов салатимского комплекса структурно подчинена Главному глубинному разлому Урала. Форма интрузий, как правило, линзовидная, согласная со структурами вмещающих толщ. Размеры их от нескольких сотен квадратных метров до нескольких квадратных километров, редко до 10—15 км<sup>2</sup> (массив Парсинур и др.). Контакты гипербазитов с вмещающими ордовикскими породами, чаще всего не обнажены или тектонические. За пределами территории галька пород, сходных с гипербазитами салатимского пояса, встречается в силурийских отложениях. Приведенные данные позволяют относить время внедрения гипербазитов к раннему силуру. В строении интрузий преобладают гарцбургиты и дуниты, нередко нацело серпентинизированные. В меньшей степени, чаще в эндоконтактных и иногда внутренних частях тел, развиты лерцолиты, верлиты и пироксениты. Встречаются плагиоклазсодержащие (фельдшпатизированные) разности гипербазитов. Нередко проявлена амфиболитизация. Гипербазиты рассечены жилами диабазов.

Кэршорский комплекс габбро и габбро-норитов, близких к эвкритам ( $vS_1k$ ), прослеживается почти непрерывной полосой, достигающей 4—5 км по ширине, непосредственно восточнее Войкаро-Сыньинского пояса гипербазитов и частью на его юго-западном продолжении. Интрузии представляют собой неправильные линзо- и пластообразные крутопадающие тела, внедрившиеся по контакту гипербазитов и метагаббро-амфиболитов. В габбро-норитах встречены различные по величине ксенолиты и иногда крупные отторженцы гипербазитов, а сами габбро-нориты прорваны лейкоплагиогранитами погурейского комплекса. Возраст определяется условно как раннесилурийский. Устанавливается многофазное формирование интрузий. Поздние их фазы представлены относительно более мелкозернистыми и лейкократовыми разностями габбро-норитов. В результате послеинтрузивного высокотемпературного существенно кальциевого метасоматоза габбро-нориты,

как и вмещающие их гипербазиты и метагаббро-амфиболиты, глубоко изменены и нередко превращены в атакситовые и грубозернистые пегматоидного облика габброиды с плагиоклазитовыми обособлениями. Более низкотемпературные преобразования габброидных пород выразились в их амфиболитизации (несколько стадий), цоизитизации и сосюритизации. Характерны разрушение и вынос магнетита. В габбро-поритах встречены участки с мелкими шлирами и повышенной вкрапленностью магнетита и сульфидов железа (пирротин, пирит, халькопирит и др.).

Тагило-Кытлымский дунит-пироксенит-габбровый комплекс ( $v, \delta S_{1tk}$ ) распространен на западном крыле Тагильского синклинория. В пределы района попадает лишь северное окончание этого протяженного (около 900 км) пояса дунит-пироксенит-габбровых интрузий («платиноносная формация»), подчиненных зоне Главного глубинного разлома Урала. Выделяются два геологически обособленных массива: Шекурьинский (среднее течение р. Шекурья) и северная часть Хорасьюрского (район горы Хорасьюр). В более южных районах Урала габбро и гапербазиты прорывают зеленокаменные толщи лландоверя и венлока (?), а галька габбро встречена в отложениях лудлова. Абс. возраст горных пород по пироксенам, амфиболам и биотиту 425—480 млн. лет [90]. По совокупности всех данных возраст интрузий — раннесилурийский.

Дунит-пироксенит-габбровые массивы представляют собой вытянутые линзообразные, возможно, лакколитоподобные, крутопадающие межформационные залежи. В их строении преобладают породы семейства габбро. Среди них габбро-нориты, обычно гнейсовидные, достаточно однородные по составу и структуре (иногда порфиоровидные), представляют одну из главных интрузивных фаз. В результате неоднократных процессов метаморфизма габбро-нориты часто превращены в разнообразные метагаббро, фиболиты, диоритоиды (роговообманковые, иногда с биотитом и кварцем). Среди габброидов встречены относительно небольшие тела гипербазитов, представляющих наиболее раннюю фазу (первую) внедрения. К более поздней (второй) интрузивной фазе относятся мелкие тела кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов. Последние могут частью принадлежать к самостоятельному, более молодому интрузивному комплексу (гороблагодатскому). Жильная серия представлена плагиоклазитами, роговообманковыми габбро-пегматитами и микрогаббро, плагиоаплитами, микродиоритами. На рассматриваемой территории практически интересных рудопроявлений, которыми славится тагило-кытлымский комплекс в более южных районах (месторождения хромитов с платиной, малотитанистых магнетитов, ванадийсодержащих магнетитов с халькопиритом, борнитов и др.), пока не встречено.

Плагиограниты, частью кварцевые диориты и метагаббро ( $\gamma_0 S_1?$ ), предположительно раннесилурийского возраста, слагают цепочку небольших интрузивных тел, прослеживающихся вдоль юго-восточной периферии Лемвинско-Пайпудынской синклинали. Наиболее крупное интрузивное тело (р. Яйю) имеет в плане линзовидную форму размером  $4,5 \times 1,5$  км. Рассматриваемые интрузии залегают среди ордовикских отложений грубеинской и чигимской (?) свит. Жилы диабазов, секущие гранитоиды по палеомагнитным данным имеют позднеордовикско-раннесилурийский возраст.

Гороблагодатский кварцдиорит-плагиогранитный комплекс ( $\delta; \gamma_0 S_{1-2g}$ ) развит по р. Манья, Б. и М. Поля, Шекурья, Сертынья, Б. Люля и др., представляя северное окончание пояса интрузий Тагильского синклинория. Интрузии представляют собой тела пластообразной, иногда неправильной штокообразной формы от сотен кв. метров до нескольких кв. километров. Во многих случаях у них обнаружи-

ваются четкие эруптивные контакты с вмещающими породами, но нередко они слагают согласные жиллообразные тела и инъекции в пределах довольно широких мигматитовых зон среди амфиболитов и других вулканитов нижней турватской свиты. Галька подобных гранитоидов встречена в базальных конгломератах эйфеля [16] и за пределами территории [77] в основании верхнего лудлова. Абс. возраст биотита из кварцевого диорита Тагильского массива (гора Юрьев Камень) — 425 млн. лет. Наиболее ранняя фаза внедрения представлена биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами, редко диоритами. Позднюю, наиболее широко проявленную фазу представляют биотит-роговообманковые плагиограниты (иногда тоналиты). Воздействие последних на вмещающие породы, габброиды, амфиболиты и вулканиты основного состава, а также на кварцевые диориты ранней фазы привело к развитию пестрой серии гибридных пород диоритоидного состава. Жильные породы в кварцевых диоритах — кварцевые плагиопорфиры и диоритовые порфириты, а в плагиогранитах — плагиоаплиты, реже аплиты и микропегматитовые гранит-аплиты. Как в кварцевых диоритах, так и в плагиогранитах встречены жилы и дайки диабазов, диабазовых порфиритов и спессартитов. По-видимому, с комплексом связаны скарновые рудопроявления магнетита (Хорасьюрское).

*Погурейский комплекс лейкоплагиогранитов и диоритов ( $\gamma_0S_{1-2}P$ )* развит в полосе габбро-норитов кэршорского комплекса. Интрузии представлены небольшими жиллообразными телами мощностью до 10—15 м или сериями маломощных тел, нередко образующими инъекционные участки среди габброидов. Наиболее крупные интрузивные тела сложены лейкократовыми роговообманковыми плагиогранитами (с плагиоклазом андезинового состава). Иногда в них присутствуют биотит и хлорит. В мелких телах и инъекционных зонах развиты контаминированные плагиограниты. С плагиогранитами ассоциируют жильные плагиогранит-порфиры и плагиопорфиры, роговообманковые кварцевые диориты и микродиориты, плагиоаплиты. Характерно сопутствующее окварцевание (голубоватый опаловидный кварц).

*Позднесилурийские (?) альбитизированные и альбитовые гранитоиды* слагают ( $\alpha\gamma_0S_2?$ ) небольшие (1—3 км<sup>2</sup>, редко до 8 км<sup>2</sup>), в основном согласные (нередко сближенные) тела, сопровождающиеся зонами мигматизации. Они залегают преимущественно среди амфиболитов и отчасти гнейсов альбит-эпидот-амфиболитовой фации (верховье р. Пальникью, междуречье верхнего течения Погурей и Кокпела, верховья рек Мокрая Сыня и Хулга). По составу граниты представлены альбитизированными существенно плагиоклазовыми и альбитовыми мусковит-содержащими разностями. Сложение преимущественно гнейсовидное и реже массивное. Здесь же встречаются относительно более лейкократовые тела гранитоидов (руч. Пальникшор), рвушие амфиболиты и мигматиты. Реже небольшие тела тех же гранитоидов (северо-восточный склон горы Хордюз и др.) прорывают и метаморфизуют метагаббро-нориты собского и гипербазиты войкаро-сыннинского комплексов. Верхний предел возраста рассматриваемых гранитоидов не выяснен. Возраст (320—365 млн. лет) мусковита из зон мигматизации, возможно, указывает на процессы щелочного метасоматоза более позднего времени. Жилообразные тела жадеититов и альбититов, встречающиеся среди гипербазитов и нередко ассоциирующие с гранитоидами, видимо, представляют продукты десиликации последних.

## ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАРБОНОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Интрузии позднегеосинклинальной стадии развития варисцид сопряжены с активизацией тектонических движений в конце девона — начале каменноугольного периода.

*Конгорский габбро-гранодиорит-диоритовый комплекс* ( $v-\gamma\delta D_3k$ ) широко распространен на В Войкарского синклинория, где приурочен к антиклинальной структуре [95], осложняющей западное крыло синклинория, а также к сопряженным разрывным нарушениям. Специальные исследования (Т. А. Иванова, Н. П. Лупанова, Ю. Е. Молдаванцев) позволили отделить эти интрузии от пространственно и иногда по составу близких интрузий более древнего собского комплекса. Существует точка зрения [86], согласно которой интрузивные образования обоих комплексов рассматриваются в составе единой формации.

Интрузии конгорского комплекса нередко имеют сложную штоковую дайкообразную форму. Площадь массивов от нескольких десятков до первых сотен кв. километров. Характер контактов с вмещающими породами обычно отчетливый, эруптивный. В эндоконтактах крупных массивов наблюдаются гнейсовые фации. Интрузии кварцевых диоритов и гранодиоритов прорывают отложения среднего и отчасти, возможно, низов верхнего девона. Геологических данных о верхнем пределе возраста нет. Абс. возраст роговой обманки и биотита из кварцевого диорита 345 (?) — 380 млн. лет. Устанавливается многофазный характер формирования интрузий. Наиболее ранние внедрения, вероятно, представлены габбро-норитами, иногда амфиболизированными, слагающими геологически обособленные небольшие тела и массивы (высота с отметкой 248.0 по левобережью р. Енгаю и др.). Преобладающие породы (главная интрузивная фация) представлены диоритами и кварцевыми диоритами (биотитово-роговообманковыми, иногда с клинопироксеном и гиперстеном), обнаруживающими уклонения к тоналитам, монцонито-диоритам и габбро-диоритам. Подчиненное значение имеют гранодиориты. В крупных массивах, на небольших площадях, проявлены лейкократовые роговообманково-биотитовые гранодиориты, по-видимому, составляющие одну из последних фаз. В отличие от гранитоидов более древнего собского комплекса породы конгорского комплекса более гомогенны.

Явления приконтактной ассимиляции и перекристаллизации, заметно меняющие состав и облик пород, имеют второстепенное значение. В эндоконтактах лишь участками развиты гибридные меланократовые диориты, сиенито-монцонито- и габбро-диориты. В экзоконтактах вмещающие вулканиты основного состава превращены в роговики (пироксен-роговообманково-плаггиоклазовые и роговообманково-плаггиоклазовые), содержащие шпильеры диоритоидного состава. Сателлитовые интрузии представлены порфиридовидными кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Жильная серия, зафиксированная только в пределах интрузий, представлена аплитами, лейкократовыми адаметеллитами, плаггиоплитами и диорит-порфиритами.

В Войкарском синклинории широко развиты жилы, дайки и небольшие тела порфиридовидных кварцевых диоритов (редко гранодиоритов), диорит-порфиритов, спессартитов, диабазов и габбро-диабазов. Все названные внедрения встречаются не только в пределах интрузий рассматриваемого комплекса, но широко распространены и в породах, вмещающих последние.

С интрузиями конгорского комплекса парагенетически связаны мелкие контактово-метасоматические месторождения магнетита (иногда с халькопиритом). С гидротермальной фазой, следовавшей за образованием скарнов и руд, связаны признаки медного оруденения.

*Позднедевонский ивдельский комплекс габбро-диабазов* ( $v\beta D_3i$ ) широко распространен на северной окраине Тагильского синклинория и представляет наиболее поздние проявления интрузивного магматизма. Интрузии контролируются системой разломов, среди которых господствуют субмеридиональные и северо-восточные направления. По рекам Лонгла и Манья интрузии образуют серию сближенных, крутопадающих дайкообразных и штокообразных тел мощностью до 4—5 км. Часто они представлены отдельными дайками небольшой мощности или их группами. Они прорывают все осадочно-вулканогенные отложения, включая среднедевонские, а также плагиограниты гороблагодатского комплекса. В более южных районах Тагильского синклинория интрузии ивдельского комплекса не поднимаются выше основания франского яруса. Палеомагнитные данные указывают на позднедевонский возраст.

Породы главной интрузивной фазы представлены в основном кварцевыми и кварцсодержащими средне- и мелкозернистыми диабазами и диабазовыми порфиритами, нередко альбитизированными и эпидотизированными, иногда монцонит-диабазами. Реже встречаются среднезернистые габбро-диабазы. Выделяются более поздние фазы: а) лейкодиабазов и диабаз-пегматитов и б) микродиабазов и диабазовых порфиритов.

*Хулгинский дунит-гарцбургитовый комплекс* ( $\omega v D_3 - C_1 h$ ) в виде пояса интрузии прослеживается примерно на 60 км вдоль Хулгинской синклинали по правобережью среднего течения р. Хулга. Гипербазиты подчинены глубинному разлому северо-восточного простирания, а также сопряженным с ним оперяющим и кулисообразно расположенным нарушениям. По наблюдениям С. Н. Волкова в районе руч. Эрепшор (правый приток р. Хальмерью) известняки среднего — верхнего девона в результате контактового воздействия гипербазитов мраморизованы. Сведений о верхнем пределе возраста нет. По особенностям морфологии, внутреннего строения, а также по составу горных пород и характеру их соотношений хулгинские гипербазитовые массивы вполне тождественны массивам войкаро-сыннинского комплекса.

*Войкарский комплекс интрузий среднего и основного состава* ( $\delta \pi D_3 - C_1 v$ ) широко распространен в Войкарском синклинории и Хулгинской синклинали, где размещение интрузий контролируется сетью разломов и зон трещиноватости разных направлений. Интрузии имеют пластообразную, иногда более сложную форму или представлены дайками мощностью от нескольких метров до десятков, реже сотен метров. Иногда эти интрузии группируются в пояса или образуют цепочки тел. Они прорывают средне- позднедевонские отложения Войкарского синклинория, а также все интрузивные породы собского, конгорского, войкаро-сыннинского и кэршорского комплексов. Верхний предел возраста не выяснен. По палеомагнитным данным породы спессартит-диабазового ряда из даек среди гипербазитов Войкаро-Сыннинского массива имеют позднедевонский возраст. Интрузии сложены преимущественно породами среднего и основного состава. Умеренно кислые гранитоиды менее развиты. Выделяются следующие группы (от основных к кислым): а) диабазы и диабазовые порфириты; б) роговообманковые диабазы, одиниты и спессартиты, связанные взаимопереходными разностями; в) порфиroidные мелкозернистые кварцевые диориты, диоритовые порфириты; г) порфиroidные биотитово-роговообманковые гранодиориты, реже гранодиорит-порфиры; д) олигоклазофиры и кварцевые плагиопорфиры. Нередко породы сильно альбитизированы и эпидотизированы. В отдельных многократных дайках фиксируется последовательность внедрения пород от относительно более кислых к основным (диорит-порфириты — спессартит-диабазы). По отношению к известным в Войкарском синклинории проявлениям контактово-метасоматического



магнетитового оруденения, связанному с ним скарнообразованию и гидротермальной медносulfидной минерализации, среди интрузий комплекса выделяются как дорудные, так и пострудные.

Мусюрский комплекс габбро и габбро-диабазов ( $v\beta D_3-C_1m$ ) распространен в центральной части Войкарского синклинория (хр. Манюкумусюр и Варчатумусюр и др.), где подчинен глубинному разлому, отделяющему западную, приподнятую, часть синклинория от опущенной восточной. Интрузии представлены телами дайкообразной и неправильной штокообразной формы мощностью от первых десятков и сотен метров до 1,5—2 км и длиной до нескольких километров. Нередко они образуют цепочки тел. Рассматриваемые интрузии прорывают осадочно-вулканогенные отложения дзюляварчатинской свиты, венчающие разрез Войкарского синклинория, а также кварцевые диориты конгорского комплекса. Верхняя возрастная граница не известна. В составе мусюрского комплекса известны габбро-диабазы, габбро и габбро-нориты, иногда порфириовидные, часто кварцевые, роговообманковые и амфиболитизированные, с отклонениями в сторону монцитов. Иногда фиксируется обогащение магнетитом. Встречены габбро-диориты.

### Средне-позднепалеозойские интрузии

Интрузивные и интрузивно-метасоматические проявления, охватывающие интервал времени от среднего до позднего палеозоя, связаны с неоднократными процессами постконсолидационной варисской активизации, имевшими место как в миогеосинклинали (фрагменты структур ранних каледонид), так и эвгеосинклинали (участки ранней стабилизации раннегеосинклинальных структур). Эти процессы выразились преимущественно в гранитообразовании и проявлениях щелочного метасоматоза, обусловивших формирование полихронного ряда гранитоидных комплексов. Среди них могут быть названы харбейский и кожимский ряды комплексов, а также янаслорский комплекс аплитовидных биотитовых гранитов.

Харбейский ряд гранитоидных комплексов ( $\gamma PZ_{2-3/t}$ ) распространен в басс. верховьев рек Сось, Б. Ханмей и Харбей. Преобладающая масса гранитоидов этого комплекса получила развитие за пределами района. Как правило, гранитоиды слагают небольшие (до нескольких кв. километров) согласные тела, подчиненные структурам вмещающих метаморфических толщ. Наиболее крупные массивы состоят из серии пластовых тел, разделенных пакетами вмещающих пород, чаще metabазитов. Редко встречаются неправильные секущие тела и дайки гранитов. Часто гранитоиды сопровождаются зонами и участками мигматизации. Вмещающие породы датируются как позднепротерозойско-кембрийские. За пределами территории порфиробластические гранитоиды прорывают отложения, относимые к ордовику (орангская свита). Гальки аналогичных гранитоидов встречаются севернее гипербазитового массива Райиз в базальных горизонтах толщи, возраст которой разные исследователи оценивают различно. Ряд данных [95] позволяют считать его девонско-каменноугольным (или только каменноугольным). Абс. возраст большей части гранитоидов Харбейского антиклинория (главным образом по слюдам) укладываются в интервалы 320—365 млн. лет и 250—280 млн. лет. Возраст регионального метаморфизма вмещающих отложений — 430—443 млн. лет (по мусковиту). Геологическими наблюдениями устанавливается относительно более молодой («последне-метаморфический») возраст преобладающей части гранитоидов. Анализ данных абсолютной геохронологии Урала [90] показывает, что широкие процессы гранитообразования в Харбейском антиклинории (абс. возраст 320—365 млн. лет) приходятся на позднегеосинклинальную ста-

дию развития варисцид. Другой этап (абс. возраст 250—280 млн. лет) соответствует инверсионным (соскладчатым) стадиям. Вероятно, с последним этапом в основном связаны процессы омоложения ранее сформированных гранитоидов (перекристаллизация и пр.), а также реогранитизация в связи с проявлениями щелочного метасоматоза.

Все вышеизложенное дает основание считать рассматриваемые гранитоиды средне-позднепалеозойскими. Среди них по особенностям вещественного состава, структуры и текстуры, а также морфологии массивов можно выделить: 1) порфиробластические граниты (собский тип), 2) гранито-гнейсы и гнейсо-граниты (ханмейский тип)\*, 3) массивные граниты, часто аплитовидные (харбейский тип), 4) гранит- и фельзит-порфиры. В составе всех перечисленных гранитов — незональные полевые шпаты (альбит или олигоклаз-альбит и микроклин) в переменных соотношениях, а также биотит и мусковит, реже амфибол и эгирин-авгит. Широко проявлена альбитизация как площадная, так и локализованная вдоль зон тектонических нарушений. Жильная серия гранитоидов проявлена слабо и представлена аплитами, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами.

В петрохимическом отношении выделенные типы гранитоидов характеризуются пересыщенностью глиноземом, а также несколько повышенной щелочностью с преобладанием натрия, что связано с альбитизацией и развитием метагранитов. В аплитовидных, а также фельзит- и гранитпорфирах по сравнению с гранитоидами собского и ханмейского типов увеличивается щелочность, но уменьшается содержание фемических компонентов и титана. Для большинства рассматриваемых гранитоидов характерно малое содержание апатита и отсутствие монацита. В альбитизированных гранитоидах собского и ханмейского типов постоянно присутствуют флюорит, акцессорные молибденит, галенит и тантало-ниобаты. Спектральные анализы обнаруживают в них присутствие молибдена, свинца, цинка, олова, галлия, иттрия, лантана, стронция и иттербия, что указывает на редкометальную специализацию гранитоидов.

В более северных районах Харбейского антиклинория с гранитоидами связаны проявления редкометальной пневматолитово-гидротермальной минерализации [2], а также гидротермальной молибденовой (с медью, иногда с вольфрамом и свинцом). Абс. возраст мусковита из рудоносных альбититов — 337—356 млн. лет.

Кожимский ряд гранитоидных комплексов ( $\gamma$ PZ<sub>2-3k</sub>) широко распространен в осевой части Ляпинского антиклинория и образует ряд различных по величине (10—100 км<sup>2</sup>) преимущественно пластообразных, реже неправильных штокообразных массивов (Неройско-Патокский, Водораздельный, Вангырский, Народинский, Хаталамба-Лапчинский, Николайшорский, Кожимский, Кузьпуаюский, Лапчавожский), а также более мелких тел. Они либо представляют геологически обособленные тела, либо располагаются в пределах массивов более древнего сальнерско-маньхамбовского комплекса. Относительно небольшие массивы иногда размещаются в крыльях крупных антиклиналей, осложненных разрывами (истоки рр. Щекурья, Манья, Б. Паток и др.). В ряде мест (басс. р. Балбаню, районы истоков рр. Торговой, Илыча и др.) установлены интрузивные контакты гранитоидов с нижнеордовикскими отложениями. Определения абс. возраста гранитов (по слодам)

\* Собский тип гранитов через фельдшпатизированные (мигматизированные) парасланцы, ханмейский тип — через альбитовые парагнейсы постепенно переходят во вмещающие породы. Наличие в гранитоидах скиалитов, реликтовых минералов и структур вмещающих пород указывает на ведущую роль процессов избирательного замещения (гранитизации) вмещающего субстрата в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

группируются в интервалы, соответствующие 465—410; 380—340 и 300—225 млн. лет и др. [128].

В составе массивов преобладают двуслюдяные и биотитовые граниты (главная интрузивная фация), местами развиты мусковитсодержащие граниты, а также гибридные кварцевые диориты и гранодиориты (фация эндоконтактов). Жильные фации редки и представлены аплитами, гранит-порфирами, пегматитами и кварцевыми порфирами. В гранитах часто встречаются ксенолиты, а нередко и крупные отторженцы вмещающих пород. В Хаталамба-Лапчинском и Вангырском массивах и особенно в Лапчавожском массиве получили широкое развитие гибридные роговообманково-биотитовые кварцевые диориты и гранодиориты. Вокруг гранитных массивов отмечены маломощные ореолы ороговивания, а также участки гранитогнейсов, мигматитов и гранитизированных сланцев.

С описываемыми интрузиями связаны метасоматические (послеинтрузивные?) процессы, существенно преобразовавшие как массивы гранитов кожимского комплекса, так и более древнего сальнерско-маньхамбовского. Метасоматически измененные граниты (метаграниты) и гранитоподобные метасоматиты особенно широко распространены в центральной части Ляпинского антиклинория (районы истоков рек Б. Паток, Шекурья и Парнук). Они слагают здесь небольшие пластообразные тела (0,5—1 км<sup>2</sup>) среди кварцево-слюдяных сланцев, гипербазитов и габброидов или развиты в эндоконтактных зонах Неройско-Патокского, Вангырского и других массивов. Состав и петрохимия гранитоидов и метасоматитов достаточно полно изучены М. В. Фишманом и др. [128].

С рассмотренными выше гранитоидами пространственно и парагенетически связаны следующие месторождения и рудопроявления: а) пьезокварцевые; б) кварцево-шеелитовые; в) медно-свинцовые и свинцово-медные, иногда с цинком (с халькопиритом, галенитом и сфалеритом); г) пневматолитово-гидротермальные редкометальные рудопроявления (тантало-ниобиевая минерализация).

**Янаслорский комплекс аплитовидных биотитовых гранитов** ( $\gamma PZ_2$ -зја) развит на западе Войкарского синклинория, преимущественно среди тоналитов и плагиогранитов собского комплекса в виде небольших, дайко- и штокообразных тел. Лишь в районе оз. Янаслор он представлен группой сближенных тел общей площадью около 10 км<sup>2</sup>. Рассматриваемые граниты, очевидно, входят также в состав участков и зон гранитизации более древних гранитоидов. Их возраст устанавливается по радиологическим данным. Намечаются по крайней мере три группы цифр абс. возраста гранитов 400—406, 358—378 и 265 млн. лет (материалы В. Ф. Морковкиной). Возможно, они свидетельствуют о неоднократном проявлении процессов гранитизации и реогранитизации в пределах Войкарского синклинория. В составе интрузий широко распространены биотитовые, аляскитовые, аплитовидные, реже пегматитовые, граниты, а также гранодиориты. Аплитовидные граниты, возможно, представляют по сравнению с гранодиоритами, более позднюю фазу внедрения. Жильные породы представлены аплитами, микрогранитами, пегматоидными гранитами, редко — пегматитами. Характерно присутствие среди аксессуарных минералов гранитов, монацита. Иногда встречается ксенотим, редко ортит. По химическому составу граниты и гранодиориты района оз. Янаслор близки к нормальным гранитам. По характеру распределения малых элементов (барий, титан, хром, марганец, галлий, медь, иттрий, иттербий, никель, кобальт и стронций) биотитовые граниты района оз. Янаслор существенно отличаются от всех других комплексов гранитоидов Войкарского синклинория. Среди гранитов (в районе оз. Янаслор) встречены кварцевые жилы с молибденитом, халькопиритом и борнитом.

## ТЕКТОНИКА

Центральная часть территории лежит в пределах Уральской складчатой области, имеющей близмеридиональное и северо-восточное простирание. С З к ней примыкает окраина Русской платформы (Печорская синеклизы), а с В — северо-западная часть Западно-Сибирской платформы.

На севере Уральской складчатой области имеются достоверные данные о двух эпохах складкообразования: позднепротерозойско-раннепалеозойской и позднепалеозойско-раннемезозойской. Большинство исследователей считают, что «доуралиды» западного склона С. Урала образовались в кембрии, т. е. в раннекаледонскую (салаирскую) эпоху складкообразования; другие склонны ограничивать их байкальской, т. е. докембрийской эпохой складкообразования. В настоящей работе принята первая точка зрения.

На строение фундамента Печорской синеклизы существует две точки зрения. Одни исследователи считают, что ее фундаментом являются миогеосинклинальные (Ижма-Печорская впадина) и эвгеосинклинальные (Колво-Печорская впадина) образования рифейского возраста. При этом границей между ними служит глубинный разлом морфологически выраженный Печорской грядой. Другие считают, что фундаментом Ижма-Печорской впадины являются структуры Тиманской складчатой системы, а фундаментом Колво-Печорской впадины — Большеземельский жесткий массив архейско-нижнепротерозойского возраста. В настоящей работе принята первая точка зрения.

Анализ геологических и геофизических материалов позволяет считать Уральскую геосинклиналь основным геотектоническим элементом, определившим общую направленность развития региона. При этом имеется в виду, что фундаментом северо-востока Русской платформы служат, по-видимому, различные структурные этажи как ранних каледонид, так, возможно, и более древних образований, которые выступают на дневную поверхность в ядрах антиклинальных структур Уральской складчатой области. В то же время разрез чехла Русской платформы, с одной стороны, и разрез миогеосинклинальных отложений Урала и Предуралья краевого прогиба — с другой, характеризуются сходным набором формаций. Варисские эвгеосинклинальные структуры Уральской складчатой области, погружаясь на В, образуют фундамент Западно-Сибирской платформы. Чехлом Западно-Сибирской платформы являются мезозойско-кайнозойские образования. В послетриасовое время варисиды Урала становятся фундаментом Юньягинской платформенной структуры, чехол которой сложен терригенными осадками подзнемелового возраста.

На схеме тектонического районирования, помещенной на полях геологической карты, выделяются три крупных структурных элемента: северо-восток Русской платформы, Уральская складчатая область и северо-запад Западно-Сибирской платформы. В каждой из перечисленных надпорядковых структур выделяются структуры первого, второго и третьего порядков.

## СТРУКТУРЫ РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Структурой первого порядка Русской платформы является Печорская синеклиза, большая часть которой входит в исследуемый район. Геолого-геофизические исследования показали сложное блоковое строение фундамента Печорской синеклизы. Ведущая роль в тектонике фундамента принадлежит разломам различной глубины заложения, направления и возраста. Часто разломы фундамента находят свое отражение в осадочном чехле в виде систем линейно-вытянутых валов, флексур и др. Большинство разломов имеют северо-западные и северо-восточные направления, но встречаются также близмеридиональные и близширотные. Мелкие дизъюнктивные нарушения ориентированы различно.

В современном тектоническом плане платформенного чехла Печорской синеклизы выделяются три структуры второго порядка: Ижма-Печорская впадина, Печорский авлокоген, Колво-Печорская впадина (рис. 4 и 5).

Ижма-Печорская впадина возникла (см. рис. 5) в поздне- и поствариссийские этапы развития Печорской синеклизы на месте рифейского прогиба внешней (миогесинклинальной) зоны тиманид. Впадина

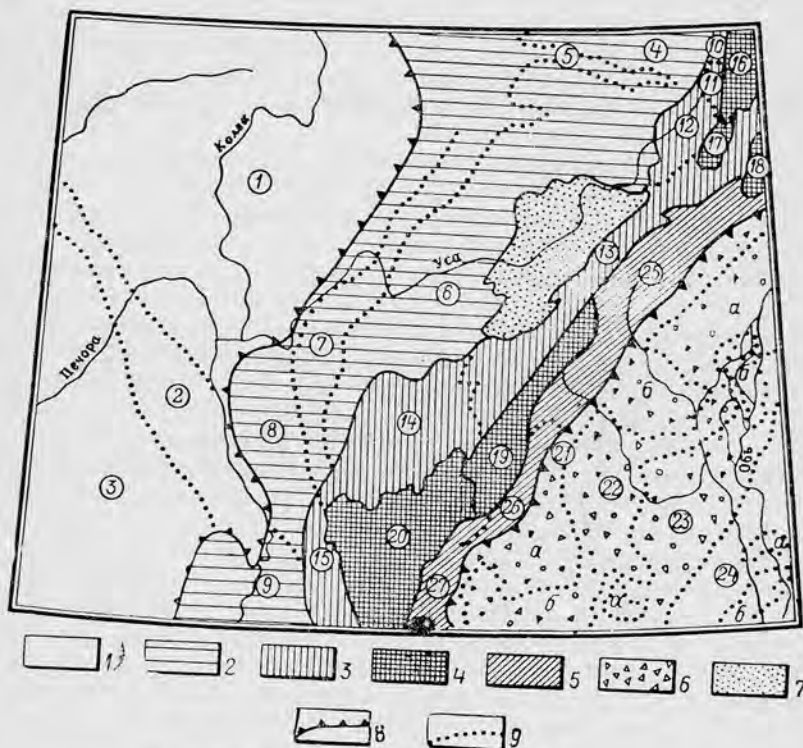


Рис. 4. Схема тектонического районирования.

1 — Русская платформа. Печорская синеклиза; 2 — Предуральский краевой прогиб; 3 — Западноуральская синклиниальная зона; 4 — Центральноуральская антиклинирная зона; 5 — Тагидомагнитогорская синклиниальная зона; 6 — Западно-Сибирская платформа; 7 — Юньягинская платформенная структура; 8 — границы Уральской складчатой области; 9 — границы структур.

Цифры в кружках: 1 — Колво-Печорская впадина; 2 — Печорский авлокоген; 3 — Ижма-Печорская впадина; 4 — Коротайхинская мегасинклиналь; 5 — мегантиклиналь Чернова; 6 — Косью-Роговская мегасинклиналь; 7 — мегантиклиналь Чернышева; 8 — Большесынинская мегасинклиналь; 9 — Верхнепечерская мегасинклиналь; 10 — Едунейская антиклиналь; 11 — Усинская синклинали; 12 — Енганэ-Пэйская брахантиклиналь; 13 — Лемвинско-Пойнудинский синклиниорий; 14 — Саледский антиклиниорий; 15 — Патокская синклинали; 16 — Изъяхойский антиклиниорий; 17 — Манита-Нырская антиклинали; 18 — Харбейский антиклиниорий; 19 — Лемвинский антиклиниорий; 20 — Ляпинский антиклиниорий; 21 — Саранпаульско-Сынинская моноклинали; а — Хулгинский структурный нос; б — Войкарский структурный нос; 22 — Ляпинский мегапрогиб; а — Шурышкарская мульда, б — Тилминская мульда; 23 — Хашгорский мегавал; а — Черногорская куполовидное поднятие, б — Хашгорский вал; 24 — Березовская моноклинали; а — Тегинский вал, б — Алясовский вал; 25 — Войкарский синклиниорий; 26 — Хулгинский синклиниорий; 27 — Тагильский синклиниорий.

представляет собою крупную плоскую асимметричную структуру, вытянутую с ЮВ на СЗ. Наиболее погруженная ее часть (по кровле карбонатных отложений нижней перми — основного маркирующего горизонта платформенного чехла Печорской синеклизы) располагается в пределах Брыкаланской мульды (—1300—1500 м). Здесь осадочный чехол залегает практически горизонтально. На ЮВ и ЮЗ указанная маркирующая поверхность полого поднимается под углами  $30'—2^{\circ}$ , на флексурах до  $3—5^{\circ}$  к абс. отметкам — 800—900 м (в пределах территории). Северо-восточный борт впадины круче юго-западного. Здесь на более коротком расстоянии маркирующая поверхность воздымается до отметок — 800—900 м (Лыжско-Лузская ступень). Большинство локальных поднятий располагается на бортах впадины, группируясь в структурные зоны второго порядка.

Поверхность складчатого фундамента Ижма-Печорской впадины полого, волнисто-ступенчато погружается от Тимана в сторону Печорского авлакогена от 500—1000 м (в пределах территории от 2000—2500 м) до 3500—4000 м. На фоне общего погружения фундамента, только в зоне Кипиевского выступа (северная часть Лыжско-Лузской ступени), поверхность фундамента приподнята до отметок — 2700 м—2900 м (в скв. Кипиево-1—2667 м), а к З от него, в Брыкаланской мульде, опущена на глубину до 3500 м.

В осадочном чехле впадины выделяется несколько структурных элементов более высокого порядка. К ним относятся Лемью-Ираёльская, Лыжско-Лузская структурные ступени и Брыкаланская мульда, которые осложнены множеством локальных положительных и отрицательных структур.

Печорский авлакоген располагается в области глубинного шва, по которому сочленяются две разнородные глыбы фундамента. Ему отвечает региональная линейная зона полосовых максимумов силы тяжести, ограниченная гравитационными ступенями. В магнитном поле он находится на границе между пониженными, слабо переменными полями Ижма-Печорской впадины и сложными, преимущественно положительными полями Колво-Печорской впадины.



Рис. 5. Схема тектонического районирования Печорской синеклизы. Составил К. Ф. Рахманов.

Границы структур: 1 — Печорской синеклизы и Предуральского краевого прогиба; 2 — структур первого порядка; 3 — структур второго порядка; 4 — структур третьего порядка.

Цифры в кружках: 1 — Шапкино-Юрьянский вал; 2 — Лаявожский вал; 3 — Лайская впадина; 4 — Усинское поднятие; 5 — Возейское поднятие; 6 — Харьягинское поднятие; 7 — Ярейское поднятие; 8 — Большеземельский погребенный вал; 9 — Богдано-Колвинская мульда; 10 — Богдано-Хорьягинская мульда; 11 — Лыжско-Кыржаёльский вал; 12 — Даньель-Терехевский вал; 13 — Лебедяно-Шапкинский вал; 14 — Мичигано-Пашкинский вал; 15 — Лемью-Ираёльская ступень; 16 — Лыжско-Лузская ступень; 17 — Кижевский выступ; 18 — Брыкаланская мульда.

С ЮЗ авлакоген ограничен системой кулисообразно расположенных разломов северо-западного простирания, по которым полого залегающие триасовые и пермские отложения Ижма-Печорской впадины приведены в тектонический контакт с интенсивно нарушенными девонскими и каменноугольными отложениями авлакогена. Амплитуда вертикальных перемещений по указанным разломам достигает 500—1000 м. Северо-восточное крыло авлакогена морфологически выражено флексурой, которой отвечает разлом в фундаменте. Вдоль северо-восточного крыла авлакогена прослеживается полоса интенсивных локальных магнитных аномалий, которые предположительно связывают с поясом ультрабазитов. По его юго-западному крылу наблюдается цепочка мелких слабых магнитных аномалий, связываемых с телами габбро-диабазов по аналогии с данными Дзоль-Терехевейской скважины.

По характеру магнитного и гравитационного полей фундамент Печорского авлакогена — сложная блоковая структура с широким развитием основных и ультраосновных пород, фиксирующих зону глубинного разлома. Кроме продольных разрывов, в пределах авлакогена предполагаются также поперечные или косые.

По нижним горизонтам осадочного чехла и поверхности фундамента Печорский авлакоген (см. рис. 5) в целом представляет собой сравнительно узкий грабенообразный прогиб, а по верхним горизонтам девона и вышележащим отложениям — сложное поднятие, именуемое Печоро-Кожвинским мегавалом. В его пределах выделяется три вала, отчетливо выраженных по верхним горизонтам девона (Лыжско-Кыртаельский, Даныль-Терехевейский и Лебедянско-Шапкинский). Эти вала, кулисообразно расположенные, вытянуты, как и весь авлакоген, на СЗ. К р. Шапкина авлакоген сужается, простирание его приближается к меридиональному, дислоцированность пород уменьшается. Фундамент в пределах Печорского авлакогена предполагается на глубинах до 5—8 км.

Колво-Печорская впадина как самостоятельная тектоническая структура второго порядка выделяется только по мезозойским отложениям. По средне-верхнепалеозойским отложениям в ее пределах выделено три структурных элемента северо-западного простирания: Денисовский прогиб, Колвинский вал и Хорейверская впадина (см. рис. 5).

Мезозойские и пермские отложения Денисовского прогиба образуют крупную пологую отрицательную структуру, ограниченную с ЮЗ крутой флексурой Печорского авлакогена. На северо-востоке граница прогиба с Колвинским валом нечеткая. По сейсмическим материалам здесь предполагается разрывное нарушение. К границе с Колвинским валом приурочена группа интенсивных магнитных максимумов, предположительно связанных с глубинным разломом (Лайская система разломов, по М. А. Осада). Прогиб располагается в области гравитационного минимума. Характерной его особенностью является наличие системы линейных структур северо-западного простирания (Шапкино-Юрьяхинский и Лаявожский вала и ряд депрессий).

Колвинский вал располагается между Денисовским прогибом и Хорейверской впадиной. Он совпадает с широкой зоной положительных аномалий силы тяжести. К юго-западному борту вала приурочена полоса интенсивных магнитных максимумов. К ЮВ вал погружается в Большесынинскую мегасинклиналь Предуральяского прогиба и, видимо, протягивается вплоть до передовых складок Урала. Северная часть вала выходит за рамки листа. Колвинский вал состоит из четырех локальных поднятий (Ярейюского, Харьягинского, Возейского и Усинского) северо-западного простирания, кулисообразно сочленяющихся между собой. Положительные структуры вала, сложенные мезозоем, верхним и нижним палеозоем, ограничены на З Лайской впадиной Денисовского прогиба, а на В системой разрывных нарушений отделены

от Багано-Харьгаинской и Багано-Колвинской мульд Хорейверской впадины. В нижнепалеозойских отложениях вал не выражен. В наиболее приподнятом участке вала (на Усинском поднятии) кровля нижнеартинских карбонатных отложений залегает на глубинах 1000—1200 м, а в ограничивающих его с З и В прогибах — на глубинах до 2500 м.

Хорейверская впадина (см. рис.5) представляет собой депрессию, ограниченную на З Колвинским валом, а на Ю и В структурами Предуральского прогиба. Северная часть впадины уходит за пределы региона. В гравитационном поле впадине соответствует резкий спад ее значений. Строение впадины изучено лишь по региональным геофизическим исследованиям и только в самой южной ее части в небольшом объеме выполнены детальные сейсмические работы и начато глубокое бурение. Региональной сейсморазведкой установлено пологое, почти горизонтальное залегание осадочного чехла. Сейсмические профили показывают наличие в центральной части впадины обширных, но малоамплитудных платформенных структур. Сейсмический материал, а также характер гравитационных и магнитных полей дает основания предполагать северо-западное простираие структуры впадины.

По нижним горизонтам чехла в центральной части Хорейверской впадины предполагается крупное поднятие, в пределах которого фундамент залегает на глубинах 5—5,5 км. К З от этого поднятия, в сторону Колвинского вала, и к В нижние горизонты чехла испытывают полого-волнистое погружение. В Багано-Харьгаинской и Багано-Колвинской мульдах, расположенных на западе впадины, фундамент предполагается на глубинах 6—6,5 км. На востоке Хорейверской впадины расположен вал Сорокина, по северо-восточному крылу которого проводится ее граница. На юге впадины, на границе с Предуральским прогибом, выявлен Макарихо-Салюкинский вал. Указанные валы осложнены крупными продольными локальными структурами с относительно крутыми крыльями. Амплитуда этих поднятий 200—250 и более метров. Предполагается, что структура осложнена разрывными нарушениями по нижним горизонтам чехла и по фундаменту.

## СТРУКТУРЫ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В Уральской складчатой области выделяется четыре структуры первого порядка (см. рис. 4): Тагило-Магнитогорская синклинорная зона, соответствующая варисской эвгеосинклинали, Центрально-Уральская антиклинорная зона, в которой обнажаются фрагменты эвгеосинклинали ранних каледонид, Западно-Уральская синклинорная зона, отвечающая варисской миогеосинклинали, и Предуральский краевой прогиб. Структуры имеют в общем северо-восточное простираие, приближающееся на Ю и С листа к близмеридиональному. К местам изменения направлений приурочены так называемые поперечные поднятия, на севере — Собское, а на юге — Кожимское [95].

Собское поднятие состоит из Харбейского антиклинория, Манита-Нырской и Енганэ-Пэйской брахиантиклиналей и мегантиклинали Чернова. Ему отвечает полоса повышенного гравитационного поля, протягивающаяся на СЗ. К З от Енганэ-Пэйской брахиантиклинали в Собском поднятии выделяется еще два локальных максимума (Воргашорский и Усинский), которые могут также соответствовать погребенным поднятиям.

Кожимское поднятие включает Ляпинский и Саледский антиклинории. Характерным для Ляпинского антиклинория является повышенное гравитационное поле, обусловленное развитием гнейсов.



## Предуральский краевой прогиб

Предуральский краевой прогиб располагается между Печорской синеклизой и Западно-Уральской синклиной зоной, протягиваясь на СВ и резко расширяясь севернее Саледского антиклинория. Фундаментом Предуральского краевого прогиба, по всей вероятности, являются осадочно-вулканогенные, иногда метаморфизованные до гнейсов породы верхнего протерозоя и на отдельных участках, возможно, кембрия, прорванные интрузиями гранитоидов. На фундаменте, по всей видимости, несогласно залегают мощные толщи терригенно-карбонатных пород от ордовика до карбона. Сходство состава пород, фауны и одновозрастность ордовикско-каменноугольных толщ, обнажающихся по бортам прогиба и в варисской миогеосинклинали, подтверждают высказанное предположение.

Вследствие блокового строения фундамент в Предуральском прогибе залегает на разных глубинах. Часть прогиба, расположенную западнее мегантиклинали Чернышева, можно разделить на две части: южную, ограниченную близмеридиональным разломом (Верхнепечорская и южная ветвь Большесынинской мегасинклинали), и северную, протягивающуюся вдоль гряды Чернышева (северная ветвь Большесынинской мегасинклинали). Над Верхнепечорской и южной ветвью Большесынинской мегасинклинали отмечается интенсивный минимум силы тяжести, позволяющий предполагать, что здесь фундамент залегает на большой глубине (по данным К. Ф. Рахманова 8500—9000 в центре и 4500—5500 на бортах). В северной ветви Большесынинской мегасинклинали, судя по гравитационному полю, выделяется полоса локальных синклиналильных погружений с увеличенной мощностью пермских и триасовых образований, залегающих (исходя из характера гравитационного и магнитного полей) на фундаменте, аналогичном фундаменту Колво-Печорской впадины. На В прогиба выделяются две крупные мегасинклинали — Косью-Роговская и Кортаихинская, которым также отвечают крупные минимумы силы тяжести, позволяющие предполагать значительное погружение пород фундамента. З. И. Цзю определяет глубину залегания фундамента на ЮВ Косью-Роговской мегасинклинали порядка 9 км. По расчетам, выполненным в УГУ, в центральной части мегасинклинали мощность терригенных и карбонатных отложений перми — ордовика может достигать 9—11 км. Непосредственно у восточного борта впадины она не превышает 2—4 км. Определения эти выполнены весьма ориентировочно, так как данные об изменении плотностей с глубиной отсутствуют. Высказываемое предположение о больших глубинах мегасинклинали основано на гравиметровых данных, при интерпретации которых не учитывался состав фундамента, в строении которого имеется массив гранитов.

В Кортаихинской мегасинклинали глубины до фундамента могут достигать 11 км. В пределах Собского поперечного поднятия, в Воркутинском угленосном районе мощность пермско-ордовикских образований значительно меньше — порядка 5—6 км. В Предуральском краевом прогибе и, в частности, в Косью-Роговской и Кортаихинской мегасинклиналах она различна и меняется от 3 до 8 км\*.

Чрезвычайно сложный характер физических полей, особенно гравитационного, позволяет предполагать, что Предуральский прогиб, как орогенная структура, сформировалась в результате крупных блоковых опусканий (Верхнепечорская, Большесынинская, Косью-Роговская, Кортаихинская мегасинклинали), так и интенсивных поднятий (мегантиклинали Чернышева и Чернова).

\* Эти данные получены из карты рельефа фундамента, составленной З. И. Цзю, и из схемы поверхности карбонатного горизонта, составленной И. В. Запорожцевой и др.

Мегантиклиналь Чернова является узкой антиклинальной структурой, протягивающейся в близширотном направлении параллельно Пай-Хою. В гравитационном поле наиболее четко выделяется западная часть этой структуры с большими градиентами силы тяжести, указывающими на крутой, близкий к вертикальному, характер контактов карбонатных отложений. Большая, восточная, часть мегантиклинали Чернова картируется по выходам на поверхность карбонатных толщ. На западе мегантиклиналь, погружаясь под мощный покров молодых образований, раздваивается на две ветви, одна из которых поворачивает на ЮЗ и идет на соединение с грядой Чернышева, а другая уходит на СВ за пределы территории, где, по-видимому, соединяется с поднятием Гамбурцева. Мегантиклиналь Чернова состоит из ряда брахиантиклинальных складок (Аячъягинской, Изъюровожской, Мыслясанской и Тарьюрской), разобщенных синклиналями, осложненными дизъюнктивными нарушениями. С С мегантиклиналь Чернова ограничена несколькими очень крупными разломами с амплитудой перемещения до 4 км, в связи с чем некоторыми исследователями она рассматривается как односторонний горст [3]. Разрывы обнаружены и на южном крыле мегантиклинали, но здесь, в районе Собского поднятия, они имеют меньшие размеры амплитуды перемещения (не более 200 м). Самая восточная брахиантиклиналь, Аячъягинская, с С срезана региональным надвигом, по которому она надвинута на южное крыло Коротаихинской мегасинклинали. Амплитуда этого надвига в среднем течении р. Аячъяги равна 5—6 км, севернее пос. Северный — 1—1,5 км и далее на З постепенно затухает. В денудированных сводах брахискладок выходят породы нижнего силура (Тарьюрская), среднего (Изъюрская, Аячъягинская) и верхнего (Мыслясанская) девона.

Косью-Роговская мегасинклиналь ограничена на З мегантиклиналью Чернышева, на С — мегантиклиналью Чернова, на В — Западно-Уральской синклинойной зоной. Простирается она на СВ более чем на 300 км при ширине 35—80 км. Сложное строение этой области, покрытой мощным чехлом четвертичных отложений, восстанавливается по буровым и геофизическим данным. Мегасинклиналь разбита разломами северо-восточного направления на ряд блоков, образующих синклинальные и антиклинальные зоны, параллельные структурам Урала. Лишь на севере, около мегантиклинали Чернова, появляются структуры северо-западного (пайхойского) направления. По характеру гравитационного поля можно предположить, что строение этих зон осложнено влиянием структур северо-западного направления, прослеживаемых в фундаменте Колво-Печорской впадины. На северо-западе фиксируется максимум прогибания фундамента, совпадающий с наибольшей мощностью осадочных толщ, слагающих три брахисинклинальных складки (Нерцетскую, Стархаельскую и Селюдвожскую), расположенные вдоль восточного крыла мегантиклинали Чернышева и выполненные базальтами и терригенными образованиями хейягинской серии. Восточнее этих структур электроразведочными и гравиметрическими работами была выявлена, а позднее и подтверждена бурением, очень пологая (падение слоев на западном крыле до  $10^\circ$ , а на восточном  $3\text{--}5^\circ$ ) антиклиналь северо-восточного простираения длиной около 140 км, шириной 8—20 км. Эта антиклиналь состоит из цепочки трех более мелких антиклиналей: северной — Бергантымыльской (длина 40—50 км, высота 400 м), центральной — Роговской (длина 50 км, высота — 200 м) и южной — Кочмесской (длина 40 км, высота — 300 м). На крайнем ЮЗ Косью-Роговская мегасинклиналь замыкается Вангырской синклиналью [74], имеющей характер прямой складки, осложненной складками более высокого порядка. На юго-восточном крыле Косью-Роговской мегасинклинали, сильно осложненном складками и разрывными нарушениями, располагаются Интинская антиклиналь и Интинская синклиналь. Это —

две сопряженные узкие складки, строго выдержанного северо-восточного простирания. Далее на СВ располагается Юньягинская платформенная структура, сложенная верхнемеловыми образованиями.

В северной части мегасинклинали располагается целая серия спойно сопряженных складок. Одни из них имеют меридиональное или близкое к нему простирание (Ярвожская брахиантиклиналь, Юньягинская антиклиналь, Воркутская синклинали), другие — северо-западное (Воргашорская и Юньягинская синклинали). Здесь сказалось влияние двух направлений складчатости — уральского и пайхойского. Наиболее ярко оно отразилось на территории Воргашорской синклинали, где можно встретить простирания пород от северо-западных и меридиональных до юго-западных с соответствующим падением на С, З и Ю. Интересно, что нет ни одного случая переработки складок одного направления складчатостью другого направления.

Мегантиклиналь Чернышева простирается на СВ параллельно хр. Уральскому. Как с З, так и с В она ограничена взбросами и крупными надвигами. Шарнир мегантиклинали погружается на С, не достигнув мегантиклинали Чернова. В центральной части, ундулируя, он образует ряд синклинальных и антиклинальных складок, а южнее, вновь погружаясь, поворачивает на ЮВ и срезается тектоническим нарушением. В результате интенсивных дизъюнктивных движений мегантиклиналь оказалась разбитой на ряд блоков. Наиболее крупными структурами, осложняющими мегантиклиналь, являются Тальбейская и Шарью-Заостренская синклинали. Западное крыло мегантиклинали повсеместно тектонически оборвано и надвинуто на пермские и триасовые отложения Предуральского краевого прогиба. Крылья всех складок, осложняющих западное крыло мегантиклинали (за исключением Исаковской антиклинали), падают на В под углами от  $20^\circ$  до  $80^\circ$ , обнаруживая тем самым опрокинутость этих складок на З. Особенно это наглядно в антиклинальной складке на р. Щебенью, где западное и восточное крылья падают на В под углами  $30-50^\circ$ .

Восточное крыло мегантиклинали очень крутое, с углами падения  $70-80^\circ$ . Оно также в большей своей части срезано надвигами. Осложняющие его складки имеют наклон осевых плоскостей на В (углы падения крутые —  $50-90^\circ$ ), что придает поперечному профилю мегантиклинали Чернышева вид веерообразной складки. Крупное тектоническое нарушение типа надвига прослеживается от р. Кымбажью далеко на Ю с постепенным увеличением амплитуды смещения от  $80-100$  м до  $2,5-3$  км. Восточнее этого разрыва параллельный взброс также по мере удаления на Ю увеличивает амплитуду от  $150-200$  м до  $3-4$  км (р. Изъяю). В гравитационном поле мегантиклиналь Чернышева, как и Чернова, проявляется узкой линейной положительной аномалией, но по размерам значительно большей, чем аномалия над мегантиклиналью Чернова. Она протягивается почти через весь лист, приобретая на юге близмеридиональное направление. На севере аномалия разделяется на три ветви. Центральная ветвь под прямым углом сочленяется с мегантиклиналью Чернова. Западная ветвь соответствует поднятию Гамбурцева. Восточная ветвь совпадает с Верхнероговской синклиналью.

Мегантиклиналь Чернышева приурочена к региональному разлому в фундаменте. По данным расчетов не вся аномалия может быть объяснена близостью к дневной поверхности карбонатных пород. Можно предположить, что по зоне разлома в фундаменте произошло внедрение магмы основного состава. С разломами, ограничивающими с В мегантиклиналь, связаны излияния кайнотипных эффузивов, приуроченных к синклинальным структурам. Сложное строение аномальной зоны мегантиклинали обусловлено ее геологическими особенностями. Локальные максимумы силы тяжести, как правило, отвечают антиклина-

лям. Локальные понижения отвечают синклиналям, например Шарью-Заостренской.

Большесынинская мегасинклиналь имеет изометричную в плане и асимметричную форму в поперечном сечении. В мегасинклинали выделяются два различных тектонических элемента. На З обособляется Вяткинская депрессия, осевая, наиболее прогнутая, часть которой сдвинута на З к крутому крылу мегасинклинали, осложненному взбросом и флексурой Печорского авлакогена амплитудой свыше 2000 м. Вторым элементом является Нитчемью-Сынинская структурная терраса, значительно приподнятая над Вяткинской депрессией. Для этой структурной террасы, осложненной рядом локальных поднятий (Пыжьельское, Нитчемьюское, Сынинское, Южно-Сынинское и др.), наблюдается постепенный подъем средне-, верхнепалеозойских и триасовых отложений в сторону Колвинского вала. Кроме того, установлено совпадение структурных планов триаса и верхнего палеозоя. Подмечено уменьшение мощности пермских отложений в сводах локальных структур, аналогичное отмеченному в структурах Колвинского вала.

Детальными сейсмическими работами и бурением доказано, что Нитчемью-Сынинская терраса является опущенной периклиналью Колвинского вала. Большесынинская мегасинклиналь в целом генетически отличается от типичных продольных впадин Предуральяского краевого прогиба и является в нем поперечной структурой.

Верхнепечорская мегасинклиналь заходит на территорию лишь своей самой северной частью (90 км из общей ее длины 400 км). На С она ограничена поперечным горстообразным поднятием Лыжско-Кыртаевского вала. На В граница проводится по зоне развития крупных взбросов и взбросо-надвигов. Западной границей служит флексурный перегиб в осадочном чехле. Эта флексура с углом наклона до  $7-10^\circ$  является отражением установленного по геофизическим данным регионального разлома в фундаменте. Глубина до фундамента в осевой зоне мегасинклинали достигает 8—9 км.

Наиболее изучена структура поверхности нижеартинских карбонатных отложений северной части мегасинклинали. К осевой части впадины приурочена крупная, осложненная взбросом Вуктыльская антиклиналь, к З от которой располагается Кылымская, а к В — Гарьельская синклинали. Поверхность нижеартинских пород в указанных синклиналях находится на отметках 4600—4800 м, в сводовой части Вуктыльской складки на отметке — 2000 м. Ось Кылымской синклинали, являющейся одновременно и осью всей мегасинклинали, испытывает непрерывный подъем в сторону Ижма-Печорской впадины. (Падение западного крыла  $1^\circ 30' - 2^\circ$ ). Нижеартинские отложения в этом направлении поднимаются до отметок — 1000—1100 м (вблизи Мичаюской и Исаковской структур).

Западное крыло Верхнепечорской мегасинклинали (внешняя зона прогиба) не осложнено никакими крупными структурами. Здесь развиты исключительно небольшие купола, структурные носы и террасы, пологие флексуры. Структура этой зоны близка к платформенной. Для восточного крыла (внутренняя зона прогиба), наоборот, характерны сильно вытянутые асимметричные складки с отчетливым уральским простиранием, с западными крыльями, осложненными взбросами и надвигами. Эти структуры могут рассматриваться как промежуточные между платформенными и геосинклинальными.

Большесынинская и Верхнепечорская мегасинклиналь — образования разновременные. Вторая зародилась в артинский век и существовала на протяжении кунгурского и позднепермского времени. Возраст первой более молодой. Максимум прогибания здесь приходится на позднепермский и главным образом триасовый период (мощность терригенных отложений верхней перми и триаса здесь больше 3 км).

## Западно-Уральская синклиновая зона

Эта зона объединяет ряд складок второго порядка близширотного (пайхойского) и северо-восточного (уральского) простирания. Она располагается между Центрально-Уральской антиклинорной зоной и Предуральским краевым прогибом. В ее состав входят (см. рис. 4) Едунейская антиклиналь, Енганэ-Пэйская брахиантиклиналь, Усинская синклинали, Лемвинско-Пайпудынский синклинорий, Саледский антиклинорий и Патокская синклинали. Большинство названных структур сложено елецкими фациями и лишь Лемвинско-Пайпудынский синклинорий и Едунейская антиклиналь — лемвинскими фациями. Судя по характеру гравитационных аномалий, все эти складки представляют собой наложенные структуры, образовавшиеся в результате интенсивных тектонических напряжений на границе с Предуральским краевым прогибом. Исключением является Енганэ-Пэйская брахиантиклиналь, расположенная в Собском поперечном поднятии. По характеру гравитационного поля Енганэ-Пэйская брахиантиклиналь располагается в одном блоке с Манита-Нырской, принадлежащей Центрально-Уральской антиклинорной зоне. Для обеих структур и всего блока в целом характерно широкое развитие вулканогенных и интрузивных образований основного состава.

Едунейская антиклиналь заходит на территорию южной узкой своей частью. Восточное ее крыло осложнено синклиналью.

Структура разбита сериями крутопадающих ( $85^{\circ}$ — $90^{\circ}$ ) разломов меридионального направления. Крылья складок имеют восточное падение (от  $30^{\circ}$  до  $70^{\circ}$ ), т. е. складки опрокинуты на З.

Усинская синклинали, расположенная к Ю от Едунейской антиклинорной, является прямой складкой северо-восточного простирания. Она ограничена тектоническими контактами, причем южное замыкание складки, осложненное поворотом пород на ЮВ, срезано сбросом большой амплитуды (1300 м). Западное крыло синклинали более пологое ( $25^{\circ}$ — $30^{\circ}$ ), восточное крыло круче ( $40^{\circ}$ — $65^{\circ}$ ).

Енганэ-Пэйская брахиантиклиналь представляет собой простую антиклиналь северо-восточного простирания. Длина ее 55—60 км, ширина 15—25 км. Складка асимметрична: западное крыло крутое ( $45^{\circ}$ — $65^{\circ}$ ), восточное — более пологое ( $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ , реже  $40^{\circ}$ ). Еще более пологим является южное периклинальное окончание складки, где углы падения не превышают  $25^{\circ}$ . Древние толщи в ядре антиклинорной собраны в многочисленные мелкие изоклинальные складки, большинство которых сохранило свое первоначальное северо-западное простирание. Палеозойские же отложения, залегающие на кембрийских породах с резким угловым несогласием, характеризуются спокойным характером складчатости. Крупных разрывов, осложняющих эту структуру, нет. Среди мелких тектонических нарушений преобладают взбросы, в большинстве случаев продольные с приподнятым восточным крылом.

Лемвинско-Пайпудынский синклинорий северо-восточного простирания сложен\* образованиями нижнего и среднего этажей варисцид.

Особенностью синклинория является чешуйчатое его строение, обладающее падением пород на В и ЮВ (от  $30^{\circ}$  до  $85^{\circ}$ ), опрокидывание на З и СЗ изоклинальных складок. Большинство разрывных нарушений продольного (северо-восточного) направления представляет собою крутые надвиги, падающие на В и ЮВ. Разломы северо-западного (поперечного) направления имеют подчиненное значение. Они связаны в основном с Собским поперечным поднятием и Пагинской антикли-

\* К. Г. Войновский-Кригер считает, что Лемвинская структурно-фацальная зона, сложенная фациями, чуждыми данному району, перемещена по крупному надвигу с В [15]. Однако это точка зрения нашими данными не подтверждается [41].

налью. Синклинорий осложнен складками более высоких порядков, среди которых наиболее крупными являются: Пайпудынская, Нияюская, Воровожская, Хайминская синклинали; Харотская и Пагинская антиклинали.

Саледский антиклинорий расположен в районе резкого погружения на северо-востоке Центрально-Уральской антиклинорной зоны. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что его фундаментом служат протерозойско-кембрийские образования, обнажающиеся в Ляпинском антиклинории, прорванные интрузиями гранитов. Он представляет собой крупную складку второго порядка, осложненную целым рядом антиклиналей и синклиналей северо-восточного и близмеридионального простирания. Шарниры этих складок полого ( $20-25^\circ$ ) погружаются на С и СВ. Северо-западные крылья антиклиналей падают под углами от  $30^\circ$  до  $50^\circ$ , а юго-восточные, более крутые, часто опрокинуты и осложнены разрывами типа крутых надвигов. Соответственно синклинальные складки имеют опрокинутые и оборванные тектоническими нарушениями северо-западные крылья.

### Центрально-Уральская антиклинорная зона

Центрально-Уральская антиклинорная зона сложена эвгеосинклинальными образованиями ранних каледонид. С СЗ она ограничена Западно-Уральской синклинорной зоной и на ЮВ — Главным глубинным разломом. Отдельные структуры по своим очертаниям и строению в значительной мере подчинены северо-западным направлениям. Зона состоит из следующих структур второго порядка (см. рис.): Изъяхойского антиклинория, Манита-Нырдыской брахиантиклинали, Харбейского, Лемвинского и Ляпинского антиклинориев.

Изъяхойский антиклинорий в пределах рассматриваемой площади представлен лишь небольшой юго-западной частью.

Манита-Нырдыская брахиантиклиналь, вытянутая на СВ на 35 км, является крупной асимметричной складкой, осложненной структурами более высокого порядка. Все границы ее тектонические, за исключением небольшого участка юго-восточного крыла. Самое крупное нарушение на северо-западе представляет собой крутой взброс с амплитудой 1000 м.

Строение брахиантиклинали усложнено мелкой изоклиальной складчатостью его крыльев, крутыми ( $80-85^\circ$ ) падениями пластов западного крыла и более пологими ( $30-50^\circ$ ) падениями восточного, разбитого серией продольных разломов. Харбейский антиклинорий не рассматривается, так как заходит на территорию лишь малой частью западного крыла [95].

Лемвинский антиклинорий является крупной, сложно построенной, вытянутой на СВ складкой, осложненной рядом узких антиклиналей. Погружаясь на СВ в сторону Лемвинско-Пайпудынского синклинория, соприкасается с ним по разлому. На юго-западе антиклинорий также срезан разломом, по которому он граничит с Ляпинским антиклинорием. Юго-восточной границей является Главный глубинный разлом. Складчатые структуры Лемвинского антиклинория разнообразны по форме и размерам. Наиболее распространенными среди них, судя по крутому падению пород к В и ЮВ, являются изоклиальные складки, опрокинутые на З и СЗ. Простирание этих складок всегда совпадает с общей ориентировкой антиклинория. На ЮВ с приближением к Главному глубинному разлому увеличивается количество крупных и мелких нарушений и закономерно увеличиваются углы падения пород от  $50-65^\circ$  до  $80-85^\circ$ . Лемвинский антиклинорий разбит рядом продольных разломов, срезающих обычно северо-западные крылья антиклиналей. Наблюдаются также поперечные нарушения, приводящие к сдвигам, а иногда и коленообразным изгибам структур.

Ляпинский антиклинорий — наиболее крупная структура второго порядка Центрально-Уральской антиклинорной зоны. На В антиклинория вскрываются наиболее древние (в основном протерозойские) отложения, слагающие ядро Хобейской антиклинали. Эта антиклиналь, простирающаяся в меридиональном, отчасти север-северо-восточном направлениях, характеризуется пологим ( $25-30^\circ$ ) залеганием пород. Падение западного крыла антиклинали увеличивается до  $60^\circ$ . Восточное крыло осложнено многочисленными складками, среди которых наиболее крупными являются Саранхапнерская антиклиналь и Хартес-Енаинская синклинали.

Западная часть Ляпинского антиклинория представляет собой крупную структуру — Саблинскую синклинали меридионального простирания. Структуры, развитые на ее крыльях (Вангыро-Патокская, Верхне-Вангырская, Большепатокская антиклинали, Вангырская и Юнковожская синклинали), как правило, изоклинальной формы с углами падения слоев на ЮВ от  $40^\circ$  до  $80^\circ$ . Большинство складок опрокинута на З. Строение Саблинской синклинали сильно осложнено внедрением как крупных, так и многочисленных мелких интрузий гранитов и целым рядом крупных северо-западного простирания взбросо-надвигов. Последние особенно четко проявились в северной части синклинали. Западное крыло ее срезано крупным надвигом.

### Тагило-Магнитогорская синклинозная зона

В пределах территории обнажается лишь западная узкая периферическая полоса эвгеосинклинали варисцид Урала, основная, восточная ее часть, перекрытая мезозойско-кайнозойскими отложениями, составляет фундамент Западно-Сибирской платформы.

Крупные поперечные поднятия (Собское и Кожимское), оказавшие свое влияние на все продольные структурные зоны варисцид, позволяют наметить в пределах эвгеосинклинали проявления поперечной тектонической зональности [16, 133, 34]. На С между Кожимским и Собским поперечными поднятиями обособливается Войкарский синклинорий, к юго-восточному флангу Кожимского поперечного поднятия примыкает Хулгинская синклинали, на юге в пределы рассматриваемой территории попадает северное окончание Тагильского синклинория.

Войкарский синклинорий по особенностям своего геологического развития и строения заметно отличается от остальных подобных структур. Важным структурным элементом, осложняющим его строение, является продольный Дзольварчатинский глубинный разлом, отделяющий западную, приподнятую часть синклинория от опущенной восточной. С рассматриваемым глубинным разломом тесно сопряжена приразломная (шовная) асимметричная антиклиналь, переходящая по простиранию во флексуру [95]. Так, например, в районе хр. Янастэре прослеживается фрагмент очень пологого (до  $10^\circ$ ) западного крыла антиклинали. Восточное крыло более крутое, падающее на В и ЮВ под углами  $30-40^\circ$ . При этом западное крыло осложнено очень пологими, небольшими синклиналями, представляющими, вероятно, фрагмент более крупной структуры (Тэренская синклинали, по Н. И. Литовченко). В районе хр. Манюкумусюр и его северных отрогов, непосредственно восточнее Дзольварчатинского глубинного разлома, прослеживаются фрагменты разбитой серией разломов Мусюрской синклинали. Простирание синклинали северо-восточное, близкое к широтному. С З она оборвана глубинным разломом, на В скрывается под чехлом рыхлых отложений.

Дзольварчатинский глубинный разлом играл важную роль в развитии Войкарского синклинория: он разделял западный и восточный тектонические блоки, различающиеся между собой типом разреза, а также

мощностями девонских отложений (соответственно карбонатно-вулканогенный и терригенно-вулканогенный).

Кроме Дзюляварчатинского разлома, Войкарский синклинорий осложнен также рядом продольных флексур, в которых падение пластов достигает  $60^\circ$ , и небольшими продольными и поперечными разломами.

За исключением участков дизъюнктивных нарушений, а также древних толщ нижнего структурного яруса, для Войкарского синклинория в общем характерна относительно слабая складчатость. Осадочно-вулканогенные толщи образуют различные по величине и амплитуде антиклинальные и синклинальные складки, флексуры с падением крыльев не более  $10-20^\circ$ . В результате дизъюнктивной тектоники часто наблюдаются лишь фрагменты складчатых структур и многочисленные разрывы, мелкие нарушения, зоны расланцевания, катаклаза и милонитизации, нередко сопровождающиеся гидротермальными явлениями. Эти нарушения обычно прослеживаются в виде полос, иногда достигающих по ширине десятков и сотен метров. Главная роль принадлежит нарушениям северо-восточного простирания, меньшая северо-западным, близширотным и меридиональным. На юге синклинория (басс. р. Нелкаюган) северо-восточное простирание постепенно сменяется на меридиональное, намечая, по-видимому, его южное центроклинальное замыкание [95]. Северное окончание синклинория (басс. р. Сось) выражено более четко. Здесь породы приобретают близширотное простирание, намечая отчетливо северное замыкание синклинория.

Хулгинская синклиналь, имеющая близмеридиональное простирание и сложное строение, ранее рассматривалась как синклинорий [16, 95], но по особенностям строения она существенно отличается от обычных зеленокаменных синклинориев. В то же время по набору слагающих ее осадочно-вулканогенных формаций она во многом сходна с аналогичными образованиями Войкарского синклинория. Это позволяет рассматривать ее как поперечную структуру второго порядка. Синклиналь кулисообразно расположена по отношению к Тагильскому синклинорию [16, 95]. Между этими кулисообразно расположенными структурами, вероятно, существует меридиональное поднятие, большая часть которого перекрыта отложениями платформенного чехла. Синклиналь представлена двумя структурами более мелкого порядка, вернее их фрагментами, разделенными интрузией.

На юге обнажается меридионально вытянутая простая синклиналь, оборванная с СЗ разломом. С З и с В синклиналь ограничена интрузиями гипербазитов. Шарнир складки погружается на Ю. Северная часть Хулгинской синклинали располагается в низовьях р. Тыкотлова. Здесь наблюдаются фрагменты разбитой разломами сложной антиклинальной складки северо-восточного простирания.

По характеру складчатой структуры Хулгинская синклиналь вполне однородна. Вдали от дизъюнктивных нарушений здесь преобладают пологие (до  $10-20^\circ$ ) углы падения слоев. Интенсивнее смяты пачки компетентных пород, наклон пластов которых достигает  $30-40^\circ$ , а иногда и более. Широкое развитие получили разрывные нарушения разного порядка.

Тагильский синклинорий в пределах региона имеет северо-восточное, близкое к меридиональному простирание. По данным С. Н. Волкова [16], западное его крыло представляет собой моноклиналь с преобладающим восточным падением слоев, осложненную более мелкими асимметричными складками (западные крылья более крутые, чем восточные). Углы падения пластов не превышают  $40-50^\circ$ , за исключением западной части сопряженной зоны, где вблизи Главного глубинного разлома породы залегают более круто. Несколько меньше дислоцированы отложения эфеля, живета и франа. Широкое развитие получили дизъюнктивы преимущественно меридионального северо-восточного про-



стирания и реже других направлений. Строение самой северной оконечности Тагильского синклинория не совсем ясно. По-видимому, здесь важную роль играет система глубинных разломов. Небольшое тело гипербазитов северо-западного простирания и, по геофизическим данным, подчиненные этому же направлению глубинные швы составляют северное ограничение рассматриваемой структуры.

## СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

### Структуры фундамента

Сведения о фундаменте Западно-Сибирской платформы основываются на геофизических материалах и данных немногочисленных скважин. До настоящего времени нет единой схемы геологического строения и тектонического районирования фундамента платформы в целом и отдельных ее частей.

Фундамент западной приуральской, части Западно-Сибирской платформы сложен эвгеосинклинальными комплексами варисцид Урала. Однако датировка возраста отдельных комплексов, их изображение на карте, а также границы структурных элементов, нередко у разных исследователей не совпадают. В настоящей работе за основу принята структурная схема, составленная сотрудниками Главтюменьгеологии и увязанная с построениями геологов Уральского геологического управления (И. Д. Соболев, Н. Б. Малютин, Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев и др.).

Эвгеосинклинальной области варисцид, по данным региональной геофизики, отвечают сложные магнитные и сильно дифференцированные гравитационные поля со множеством локальных аномалий. При этом гравитационное поле представляет чередование линейно вытянутых в северо-восточном и близмеридиональном направлении зон отрицательных и положительных значений. Как уже установлено для Урала и Западно-Сибирской платформы, такие пониженные аномальные зоны силы тяжести соответствуют крупным антиклинорным, а повышенные синклинорным структурам, достигающим нескольких десятков (иногда сотни) километров в поперечнике. Для магнитного поля характерны простирающиеся преимущественно на СВ цепочки и полосы как положительных, так и отрицательных аномалий. Генеральное простирание осложнено появлением отдельных аномальных зон северо-западного и близширотного направлений.

По характеру распределения гравитационного и магнитного полей в фундаменте Западно-Сибирской платформы выделяются фрагменты двух крупнейших структурных зон эвгеосинклинальных варисцид Урала: Тагило-Магнитогорской синклинорной и Восточно-Уральской антиклинорной.

Тагило-Магнитогорская синклинорная зона располагается между Центрально-Уральской (на З) и Восточно-Уральской (на В) антиклинорными зонами. От первой из названных зон она отделена Главным глубинным разломом. Тагило-Магнитогорская зона прослеживается с ЮЗ региона на его СВ при ширине до 200 км. Она характеризуется очень интенсивным гравитационным полем, осложненным крупными локальными максимумами, и сложным, преимущественно повышенным, магнитным полем. Западная ее граница фиксируется отчетливой ступенью силы тяжести и интенсивными линейными, преимущественно положительными, магнитными аномалиями, в совокупности отвечающими Главному глубинному разлому. Восточная граница также совпадает с гравитационной ступенью, которая отличается значительно меньшей

интенсивностью и более сложными очертаниями. В магнитном поле эта граница четко не выражена. Структурные элементы рассматриваемой синклинойной зоны — Тагильский и Войкарский синклинории, а также Хулгинская синклиналь, наряду с общим сходством физических полей, обнаруживает ряд отличительных особенностей.

Войкарскому синклинорию отвечает широкая полоса повышенного гравитационного и магнитного (до 8000 гамм) поля. В его северо-западной части прослеживаются три пояса локальных максимумов силы тяжести, ограниченных с С поперечным глубинным разломом (район массива Райиз). В юго-западной и южной частях синклинория, где по геологическим данным намечается его центриклинальное замыкание, фиксируется гравитационный уступ, срезающий восточный пояс максимумов, а также общее сужение полосы повышенного поля. Западная полоса максимумов силы тяжести отвечает площади распространения интрузии габбро-норитов кэршорского комплекса и метагаббро-амфиболитов, непосредственно примыкающих с В к гипербазитам Войкаро-Сыньинского пояса. Такие же максимумы в центральной и отчасти восточном поясах могут быть обусловлены неглубоким залеганием аналогичных базитов и в отдельных случаях гипербазитов. Гипербазитовые массивы зоны Главного глубинного разлома не фиксируются в гравитационном поле. Это, возможно, связано с их небольшой мощностью (пластообразной формой?), поскольку гипербазиты Войкаро-Сыньинского комплекса в целом слабо серпентинизированы.

Относительно пониженные поля силы тяжести, разделяющие зоны максимумов, в Войкарском синклинории соответствуют площадям развития гранитоидов и осадочно-вулканогенных образований. Вертикальная мощность тел гранитоидов там, где им отвечают гравитационные минимумы, составляет по расчетам от 2 до 3—4 км. В целом для Войкарского синклинория характерно широкое развитие гранитоидов повышенной основности. Это подтверждают их физические свойства, а также поля над ними. Наиболее широкое развитие вулканогенных образований можно предполагать в восточной (погребенной) части синклинория, в зоне между центральной и восточной полосами положительных аномалий силы тяжести.

В магнитном поле большей части Войкарского синклинория габбро, гранитоиды и различные вулканогены разделяются недостаточно четко. Локальному понижению поля в центральной части отвечают площади распространения тоналитов и осадочно-вулканогенного девона. Отрицательные магнитные аномалии (до 1000 гамм), как правило, отвечают участкам резкого изменения поля силы тяжести (ограничения Войкаро-Сыньинского и Райизского массивов гипербазитов и разделяющая их депрессия Хараматолоу). В восточной (погребенной) части Войкарского синклинория характер магнитного поля несколько иной. Вблизи его восточной границы прослеживается полоса магнитных максимумов, отвечающая северному окончанию Шурышкарско-Муеганской полосы, включающей массивы габбро, гранитоидов и, возможно, гипербазитов. Северная часть Сось-Хулгинской полосы пониженного магнитного поля, отделяющая обнаженную часть Войкарского синклинория от Шурышкарско-Муеганской полосы, очевидно, характеризует распространение вулканогенных образований.

Характер гравитационного и магнитного полей отчетливо указывает на мозаично-блоковое строение синклинория. При этом блоки ограничены разломами преимущественно северо-восточного и северо-западного (иногда близкого к широтному) простирания.

Распределение напряженности силы тяжести в пределах синклинория позволяет считать, что габбро-амфиболитовый комплекс, развитый вдоль его западного обрамления, довольно круто падает на В и непосредственно связан с основанием эвгеосинклинали, составляя ее бази-

товое ложе. Появление локальных максимумов, очевидно, связано с породами повышенной плотности. Суммарная мощность осадочно-вулканогенных образований и гранитоидов, залегающих на базитовом основании, достигает 2—4 км.

В Хулгинской синклинали характер физических полей меняется. Полоса гравитационных максимумов резко сужается, приобретает близмеридиональное простирание, кулисообразно смещаясь к В. В центральной ее части здесь имеется два минимума силы тяжести, а к В от них выявляется изометричный участок относительно повышенного поля. Преимущественно пониженное магнитное поле осложнено наличием полосовых положительных аномалий вдоль западного и восточного ограничения синклинали. Гипербазиты хулгинского комплекса приурочены к гравитационной ступени со значительно меньшим перепадом значений по сравнению со ступенью зоны Главного глубинного разлома. Примаыкающий к гипербазитам с В массив габбро, несмотря на меньшие сравнительно с другими массивами размеры, обнаруживает по расчетам значительную мощность (до 8 км). Участки пониженных значений силы тяжести в центральной части Хулгинской синклинали могут быть связаны с массивами гранитоидов, или с увеличением мощности осадочно-вулканогенных толщ, или, наконец, с крупной депрессией, лежащей на продолжении Сосьвинской. Для однозначного решения вопроса пока нет данных.

Муеганская и Вольде-Пэйская магнитные аномалии фиксируются на южном продолжении глубинного разлома, прослеживающегося вдоль гравитационной ступени Войкарского синклинория. Эти аномалии могут быть вызваны гранитоидами повышенной намагниченности (конгорского комплекса?) и телами серпентинизированных гипербазитов.

Тагильский синклинорий (северная часть) вместе с доступным для непосредственного наблюдения его западным крылом характеризуется повышенным магнитным и резко дифференцированным, в основном также повышенным, гравитационным полем. Особенности физических полей во многом идентичны полям Войкарского синклинория. Однако пояс дунит-пироксенит-габбровых интрузий, подчиненных зоне Главного глубинного разлома, представлен одним, относительно узким максимумом силы тяжести (Хорасюрский и Щекурьюнско-Польинский массивы). Сложная форма максимума, возможно, связана с приуроченностью интрузий к участку, где близмеридиональные структуры сменяются структурами северо-восточного простирания. Судя по физическим полям, в таких участках фиксируется не поворот структур, а сложное, иногда торцовое сочленение блоков, различающихся по ориентировке структур и, по-видимому, по возрасту. Восточная часть магнитной аномальной зоны, как и в более южных районах синклинория, по-видимому, вызвана вулканогенными образованиями, примыкающими с В к габбровым массивам. Последние падают в восточном направлении. В целом, по геолого-геофизическим данным, Тагило-Магнитогорская синклинорная зона разделена поперечными глубинными швами северо-западного простирания на два крупных блока, из которых северный отвечает Войкарскому синклинорию, а южный — Тагильскому. К сопряжению названных блоков приурочена Хулгинская синклинали.

Восточно-Уральская антиклинорная зона, прослеживаемая на Западно-Сибирской платформе, в целом характеризуется относительно пониженным гравитационным и сложным магнитным полями. В геологическом строении антиклинорной зоны преобладают биотитовые, иногда амфиболсодержащие плагиогнейсы, мигматизированные их разности, а также биотитовые граниты. Лишь в единичных скважинах встречены кальцит-кварцево-хлоритовые и другие кристаллические сланцы, а также гранодиориты, плагиограниты, диориты, габбро-нориты и лейкогаббро. Плагиогнейсы, по аналогии с более южными районами Урала

[114], могут рассматриваться как образования позднедокембрийско-кембрийского возраста. Кристаллические сланцы вместе с кальцит-кварцево-хлоритовыми сланцами, вероятно, являются продуктами метаморфизма пород ранне- и среднепалеозойского возраста. Широко распространенные в антиклинорной зоне биотитовые граниты, их лейкократовые разновидности, вместе с подчиненными гранодиоритами, плагiogранитами и диоритами, судя по особенностям их вещественного состава и единичным определениям абсолютного возраста (К-Аг метод), могут быть отнесены как к инверсионным, так и орогенным стадиям развития варисцид Урала. По данным других исследователей [100], среди перечисленных гранитоидов могут быть выделены образования более древних тектоно-магматических циклов. По аналогии с южными районами общее понижение гравитационного поля рассматриваемой зоны, очевидно, обусловлено широким развитием мигматитово-гнейсовых комплексов, в которых локальными минимумами выделяются гранитные массивы. Последние иногда слагают относительно маломощные тела (локальные минимумы вблизи западной и северной границы зоны). Другие по расчетам имеют мощность до 9 км и более. Вокруг некоторых максимумов силы тяжести (например Ларовских) фиксируются положительные магнитные аномалии и обнаруживаются своеобразные ореольные структуры, известные в более южных районах.

Сложное очертание границ Восточно-Уральской антиклинорной и Тагило-Магнитогорской синклинорной зон обусловлено тем, что гранитовые и гнейсовые комплексы одной зоны вдаются в виде уступов внутрь другой (Мужинский выступ).

На юго-востоке территории выделяется Березовская зона, представляющая крупную положительную магнитную аномалию. Здесь преобладают линейно-вытянутые максимумы (от 400 до 1200 гамм), простирающиеся в северо-западном и меридиональном направлении. На В аномальной зоны фиксируется локальный максимум силы тяжести. По аналогии с более южными районами это можно объяснить развитием магнитных разностей метаморфитов.

## Структура чехла

Вблизи предгорий Урала выделяется Саранпаульско-Сыньинская моноклинали (см. рис. 4), протягивающаяся параллельно Уралу. Моноклинали осложнена Войкарским и Хулгинским поперечными структурными носами. Ширина моноклинали составляет 10—12 км, увеличиваясь до 75 км. Она сложена породами юры и мела, мощность которых увеличивается по мере погружения фундамента с 0,2 км до 1,6 км.

Восточнее моноклинали расположен Ляпинский мегапрогиб, также ориентированный согласно со структурами Урала. Мегапрогиб асимметричен: мезозойские отложения на западном его крыле наклонены на 10—15°, на восточном обычно не более 1—2°, в единичных случаях 3—4°. Хулгинский и Войкарский структурные носы делят Ляпинский мегапрогиб на Тилминскую и Шурышкарскую мульды, днища которых опущены на 1,2—1,6 км.

В Ляпинском мегапрогибе развиты юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные отложения. Положение оси структуры по различным горизонтам не остается постоянным. Уже по кровле неокотских образований намечается выполаживание прогиба, хорошо выраженного в кровле юрских пород. По кровле верхнемеловых отложений мегапрогиб фиксируется слабо, причем его ось смещается к Ю.

Восточнее Ляпинского мегапрогиба вырисовывается Хашгортский мегавал. Он имеет форму асимметричной антиклинальной складки достаточно сложной конфигурации в плане. В центре ширина мегавала

достигает 85 км. На Ю и С она уменьшается до 20 км. В строении мегавала установлены юрские, меловые, палеогеновые и четвертичные осадочные образования. Анализ мощностей позволяет сделать вывод о сквозном развитии структуры. В верхней юре и в валанжинский век ее сводовая часть выступала над уровнем моря, в результате чего разрез платформенного чехла начинается здесь готерив-барремскими осадками. Позднее, до начала эоцена на месте Хашгортского мегавала существовала пологая структурная терраса. Начало накопления опок, диатомитов и глин эоцена совпало с этапом активного воздымания структуры [92].

На юго-востоке территории прослеживается Березовская моноклинали, осложненная Алясовским и Тегинским валами. Для нее характерно ступенчатое погружение фундамента. Углы наклона в пределах ступеней достигают  $2-2^{\circ}30'$ , а на выположенных участках между ступенями не превышают  $30'-40'$ . Моноклинали сложена осадками верхней юры и мела. Породы тюменской свиты (нижняя — верхняя юра) входят в ее пределы лишь отдельными заливами. Мощность осадочного чехла 2,2—2,4 км.

Перечисленные структуры осложнены складками более высокого порядка, площадь которых составляет 500—1500 км<sup>2</sup>.

### ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ И РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения широко развиты на территории. Они подчинены двум основным направлениям: северо-западному (тиманскому, пайхойскому) или северо-восточному и близмеридиональному (уральскому). Разломы обоих направлений сыграли в истории геологического развития района важную роль. Наиболее древними, по-видимому, являются северо-западные разломы. Они заложены в дорифейское время и обновлялись вплоть до новейшего времени. В раннекаледонское время в основном сформировались региональные разломы фундамента Колво-Печорской впадины и Предуральского краевого прогиба, а в варисское — глубинные разломы Печорского авлакогена, мегантиклинали Чернова и локальные разломы складчатых зон Урала. Северо-восточные разломы резко преобладают над разломами других направлений. Все они, за исключением Главного Уральского глубинного разлома, заложены во время варисской складчатости. Начало формирования Главного Уральского глубинного разлома относится, по-видимому, к орогенному и послеорогенному этапам раннекаледонской складчатости. Среди разломов северо-восточного направления имеются разломы различных размеров и амплитуд: глубинные, многочисленные региональные, в основном взбросо-надвигового характера, локальные и оперяющие.

Главный Уральский глубинный разлом представляет важнейшую структурную зону, разграничивающую варисскую миогеосинклинали Урала от эвгеосинклинали. Эта зона, достигающая ширины нескольких десятков километров, трассируется поясами интрузий дунит-гарцбургитовой формации (войкаро-сыншинский, хулгинский и салатимский комплексы); а также контролирует размещение разнообразных ассоциаций изверженных и метаморфических горных пород. Среди них можно назвать спилито-диабазовую, габбро-диабазовую, габбро-плагиогранитную и дунит-пироксенит-габбровую формации, а также комплекс порфири-тоидов, микросланцев, кристаллических (в том числе глаукофановых) сланцев, амфиболитов, гнейсов и эклогитов.

По данным глубинного сейсмозондирования в более южных районах Урала [30] описываемая зона представляет собой крутопадающую (преимущественно на В, иногда на З) полосу прерывистости сейсмических разрезов, разграничивающую крупные сегменты земной коры, существенно различные по своему строению. Магнитное поле здесь выра-

жено линейно-вытянутыми, преимущественно положительными аномалиями, фиксирующими пояса интрузий гипербазитов и габбро, а в поле силы тяжести к этой зоне приурочена крупная гравитационная ступень.

В местах сопряжения поперечных поднятий варисцид (Кожимского и Собского) и ограничивающих эти поднятия швов с зоной Главного Уральского глубинного разлома наблюдается изменение направления его простирания, а также кулисообразное или торцовое сочленение его частей. Это нашло свое отражение, например, в пространственном размещении и морфологии гипербазитовых массивов (правобережье р. Хулга, бассейны верхнего течения р. Сось). Поперечные поднятия позволяют наметить также в пределах смежной эвгеосинклинали участки поперечной тектонической зональности.

Зона Главного Уральского глубинного разлома на всем своем протяжении характеризуется пространственно тесно сопряженными ассоциациями изверженных и метаморфических горных пород, а также единой последовательностью их формирования. Отличия в составе, фациальных особенностях и масштабах проявления этих ассоциаций на отдельных участках, по-видимому, во многом обусловлены тем, что эти участки представляют разные глубинные уровни земной коры [85]. Формирование спилито-диабазового, габбро-диабазового, габбро-плагιοгранитового, глаукофан-сланцевого, эклогит-амфиболитового комплекса связано с начальными стадиями развития разломов, представлявших относительно широкую зону повышенной проницаемости для магматических расплавов и агентов метаморфизма, а также динамической активности. На последующих стадиях развития возникла система более локализованных разрывов глубокого заложения, послуживших подводящими каналами для крупных дунит-гарцбургитовых, дунит-пироксенит-габбровых и других интрузий. Вслед за этапом регионального плутонического метаморфизма, внедрением интрузий гипербазитов и габбро в пределах плутоно-метаморфического пояса широко проявились инъекционно-метасоматические процессы, которые по своему характеру и направленности были существенно различны в западной и восточной ее частях [86, 85].

Отмеченные различия можно связать с контрастным режимом тектонического развития смежных блоков мио- и эвгеосинклинальных варисцид, испытавших соответственно тенденцию к воздыманию и погружению.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В состав территории входят три крупные морфоструктуры: 1) Горный Урал (Полярный и Приполярный), 2) Печорская низменность и 3) Приуральская область Западно-Сибирской низменности. Геоморфологические особенности этих морфоструктур обусловлены геологическими структурами, характером новейших тектонических движений, а также климатическими условиями, изменяющимися во времени и в пространстве.

1. Современный Горный Урал представляет собой узкое, резко асимметричное сводово-блоковое поднятие, вытянутое в северо-восточном направлении. Возникшая на месте Центрально-Уральской антиклинорной зоны эта морфоструктура обнаруживает большую консервативность. Это сказалось как в унаследованности направлений древних структур, так и в характере новейших тектонических движений. Как показал геоморфологический анализ, крупные элементы рельефа Центрально-Уральской антиклинорной зоны (хребты, гряды, увалы и разделяющие их депрессии) в значительной степени наследуют древний герцинский структурный план и общую направленность вертикальных движений. Примерами такого наследия могут служить кряж Енганэ-Пэ, Манита-Нырды и расположенная между ними Нияюсская депрессия, а также хребты Обезиз, Саледы, Малды, Санаиз. Однако, наряду с этой основной закономерностью морфоструктуры Горного Урала, чувствуется также унаследованность субширотного плана структур, более древнего, чем герцинский. Эти поперечные зоны поднятий (Собское и Кожимское) являются очагами повышенной неотектонической активизации. Таким поперечным поднятиям, как показывают геологические и геоморфологические материалы, соответствуют сложные горные узлы, в пределах которых ширина хребта и абсолютные отметки достигают максимальной величины.

Движения, создавшие современную морфоструктуру Горного Урала, имели сложный характер. Ступенчатое положение поверхностей выравнивания, разорванных сбросами, наклоны их от центра свода к периферии, характер вертикального и горизонтального расчленения хребта свидетельствуют, что на фоне сводовых поднятий происходили дифференцированные подвижки, которые наиболее сильно проявились вдоль древних тектонических швов. Среди тектонических нарушений встречаются как локальные, так и региональные разломы глубокого заложения. Последние, как правило, являются древними, активно проявляющимися на протяжении ряда геологических эпох. Именно эти длительно развивающиеся нарушения предопределили дифференциацию рельефа на горный и равнинный и существенным образом повлияли на очертания основных морфоструктурных элементов Урала. Что касается более мелких разрывов, то они обычно участвуют в распределении структурных форм более низкого порядка и контролируют морфологические особенности долинной сети.

Основными типами морфоструктур Горного Урала являются сводово-глыбовые поднятия, соответствующие современным горным узлам,

хребтам, грядам. Их разделяют области относительных опусканий (межгорные депрессии), отличающиеся удивительной прямолинейностью. При сопоставлении тектонической и геоморфологической карт оказывается, что границы большинства депрессий совпадают с линиями тектонических нарушений. Указанная особенность является следствием не только того, что многие депрессии приурочены к синклинальным структурам, сложенным породами, легко поддающимися выветриванию, но и того, что большинство синклиналей ограничено разломами, «ожившими» в новейшее время.

Об особенностях новейших морфоструктур второго порядка можно судить прежде всего по резко различному гипсометрическому положению уцелевшей от эрозионного расчленения древней поверхности выравнивания, по ее наклонам и разрывам, выраженным в рельефе в виде отчетливых тектонических уступов, по деформациям террасовых уровней и характеру поперечного профиля горных склонов. Наиболее характерны для Горного Урала линейно-вытянутые и изометричной формы горсты и антиклинали, отпрепарированные денудацией. Типичными горстами являются хребты Манита-Нырды, Енганэ-Пэ, Пайпудынский на Полярном Урале. Примером отпрепарированных в результате избирательной денудации антиклиналей на Приполярном Урале могут служить хребты Обезы, Саледы, Санаиз. Среди горстовых поднятий особое место занимают односторонние горсты. Поверхность такого горста представляет собой наклоненный в сторону от разлома блок, иногда несколько изогнутый. Такие односторонние горсты обычно оказываются вписанными в сводообразный изгиб морфоструктуры. Однако наибольшая тектоническая активность характерна для горстов, ограниченных со всех сторон разломами. Такие горсты обычно резко возвышаются над общим сводообразным поднятием. К горстам этого типа принадлежит Райиз, Пайер и др. Подтверждением их прежних и современных интенсивных поднятий служит целый ряд фактов: высокое гипсометрическое положение древних денудационных поверхностей, резкая сухость речных долин с V-образным сечением, отсутствие надпойменных террас или, наоборот, наличие локальных террас, количество которых превышает число террас в магистральных речных долинах, порожистые участки русел, фрагменты древней речной сети, не связанной с современной, разрывные нарушения, захватывающие различные комплексы отложений, в том числе сартанские морены, и наконец, частые перехваты речных долин.

Межгорные депрессии являются областями относительных опусканий: они представляют собой отставшие в своем поднятии участки земной коры. Синклинальное строение большинства из них осложнено по бортам разломами; таковы депрессии Пайпудынская, Нияюсская, Собская и др.

2. Второй крупной морфоструктурой является Печорская низменность. В структурном отношении она совпадает с Предуральским краевым прогибом и Печорской синеклизой. Абс. отметки поверхности не превышают 200—250 м. По имеющимся данным эта территория представляет собой сочетание новейших структур второго порядка, в общем наследующих план древних структур. На основании сопоставления мощности, состава и гипсометрического положения подошвы неоген-четвертичных отложений, а также учета геофизических данных в пределах Тимано-Уральской области выделены следующие основные морфоструктурные элементы «уральского» простираения: предгорная равнина, Усинско-Лемвинская депрессия, Косью-Роговская депрессия, увал Конкомылькмусяур, гряда Чернышева. При этом отметим, что каждой из выделенных депрессий соответствует отрицательное, а поднятиям — положительное поле силы тяжести, что свидетельствует о совпадении плана развития новейших структур с более древними. Кроме структур



уральского простирания, на севере территории выделены структуры Пайхойского направления: гряда Чернова и Коротаихинская. Что касается огромной Колво-Печорской и Ижма-Печорской равнины, то они имеют сложные очертания, свидетельствующие скорее всего о суммарном влиянии напряжений двух направлений — уральского и тиманского.

3. Третьей крупной морфоструктурой является Приуральская область Западно-Сибирской низменности, представляющая собой плоскую, местами слегка увалистую равнину с амплитудой относительных высот от 50 до 200 м. Наибольшие отметки приурочены к относительно поднятым водораздельным участкам, известным под местным названием «материков» (150—200 м абс. высоты). Среди последних выделяются крупные увалы с абс. отметками более 250 м (гора Мужииз). «Материки» чередуются с пониженными участками — впадинами Приуральской, Обской и др. Абс. отметки их редко превышают 50 м. Это чередование «материков» и впадин является наиболее характерной особенностью орографии Западно-Сибирской низменности. По мнению большинства исследователей [10, 89], основные орографические элементы Западно-Сибирской низменности — высокие и низкие равнины соответствуют новейшим структурам второго порядка (поднятиям и прогибам). При этом предполагается, что новейшие структуры соответствуют аналогичным структурам мезозойско-кайнозойского чехла, а последние образуются в результате неравномерных глыбовых движений палеозойского основания. Таким образом, согласно этой точке зрения, существует прямая зависимость между древними структурами, новейшими тектоническими движениями и современным рельефом.

Современный рельеф Полярного и Приполярного Урала и сопредельных территорий — это сложное сочетание форм рельефа различного генезиса и возраста.

### ТЕКТОНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Сюда относятся склоны, обусловленные сбросами и надвигами. Они отличаются прямолинейностью и большой крутизной. Большинство разрывов зародилось в палеозое, но те, которые находят отражение в современном рельефе, оказались «ожившими» в новейший тектонический этап. Поэтому возраст тектонических склонов, безотносительно ко времени заложения разломов, устанавливается как неоген-четвертичный. Наиболее четко тектонические склоны развиты вдоль западного и восточного склонов Урала. Так, западная граница Горного Урала на всем протяжении совпадает с зоной крупного разлома. Морфологически она представлена резким прямолинейным уступом, протягивающимся на сотни километров. В ряде мест вдоль уступа (гора Пайер, гора Хардюз) альпийский рельеф граничит с предгорной увалистой равниной. Та же картина наблюдается на восточном склоне, где на большом протяжении граница Горного Урала совпадает с Главным Уральским глубинным разломом. Особенно резко эта граница выражена в пределах Приуральской (Ляпинской) предгорной депрессии. С тектонической активизацией в северной части Полярного Урала связано появление серий разломов трех направлений (уральского, поперечного к нему и пайхойского), которые также находят отражение в характере склонов. Примерами могут служить резкие прямолинейные уступы вдоль хребтов Изьяхой, Б. Пайпудынский, Райиз, Хараматалоуский и другие. Близкое совпадение тектонических и орографических границ, находки брекчии трения и зон смятия палеогеновых отложений, наличие теплых источников — все это говорит о молодости движений, создавших эти склоны и уступы, относящихся по времени к границе неогена и четвертичного периода.

## ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Склоны, созданные денудационными процессами, препарирующими древние складчатые структуры, обычно характерны для горных хребтов, гряд и увалов, ориентированных согласно простиранию древних структур. При этом литолого-петрографические особенности горных пород, слагающих древние структуры, весьма существенно сказались на характере склонов. Благодаря процессам избирательной денудации в рельефе проявляются только отдельные части структур, сложенные наиболее устойчивыми породами. На Горном Урале эти склоны отличаются большой крутизной, а на водораздельных поверхностях отпрепарированные структуры обычно имеют гребневидный характер. Так, например, параллельные хребты Малды, Саледы, Обеиз в Кожимской зоне воздымания представляют отпрепарированные антиклинальные структуры, сложенные устойчивыми к денудации кварцитовидными породами. В низкогорье и в предгорной полосе препарировка древних складчатых структур проявилась в рельефе в виде структурно-денудационных склонов небольшой крутизны и широких пологих водоразделов. Примерами могут служить увалы Усвамусюр, Хановеймусюр в Западной предгорной полосе. Рельеф, связанный с препарировкой интрузий, имеет большое практическое значение. С интрузивными телами связаны многие рудные полезные ископаемые, а характер рельефа, сформировавшегося на них, дает возможность судить о глубине денудационного среза. Так, степень контрастности ультраосновных массивов (Войкаро-Сынинского и Райнза) находится в тесной зависимости как от состава слагающих их пород, так и от глубины денудационного среза. Особенно хорошо эта зависимость выражена в Войкаро-Сынинском массиве. Вероятно вершина Пайер (1499 м, максимальная для Полярного Урала), сложенная гипербазитами, расположена в области, где гипербазитовый массив достигает наибольшей мощности. Характерно, что депрессия, разделяющая массивы Пайер и Райнз, связана с выходами сланцев, а Кокпельский перевал приурочен к пережиму в теле Войкаро-Сынинского массива. Можно предположить, что в данном случае современный рельеф массива Пайер в общих чертах отражает отпрепарированную форму крупного интрузивного тела.

Наибольшим развитием вдоль восточного края Полярного и Приполярного Урала пользуются склоны, созданные денудационными процессами. Характерной их особенностью является слабое выражение в рельефе древних складчатых и разрывных структур. Это объясняется весьма сложной тектоникой этого района, обилием интрузивных тел, глубоким метаморфизмом, придавшим всем породам примерно одинаковую устойчивость к денудационным процессам. Денудационные склоны пологой и средней крутизны преобладают в зоне низкогорного рельефа преимущественно на восточном склоне Урала, крутые прослеживаются, в основном, в осевой его части и на западном склоне, в областях, подвергшихся наиболее интенсивным тектоническим подвижкам.

Возраст структурно-денудационных и денудационных склонов определяется как неоген-четвертичный, когда Горный Урал возник в основных своих чертах.

Склоны, созданные денудационными процессами совместно с экзарационными, получили широкое развитие на Полярном и Приполярном Урале. В их формировании ведущая роль принадлежит экзарационной деятельности ледников, а также морозно-ниваационным и гравитационным процессам. Это — участки типично альпийского рельефа с крутосклонными хребтами, пирамидальными пиками, широким развитием карлингов, каров, трогов.

И, наконец, в Горном Урале и по его периферии широко развиты денудационно-эрозионные склоны. К ним относятся эрозионные склоны

речных долин различной крутизны, подвергшиеся небольшой денудационной переработке. Наибольшей крутизной обладают склоны речных долин в осевой части Центрально-Уральской антиклинорной зоны, в области устойчивых поднятий неоген-четвертичного времени, где они часто приобретают характер чисто эрозионных склонов с каньонообразным поперечным профилем долин.

К группе выработанных элементов рельефа отнесены также поверхности выравнивания, развитые в горной части Урала и по его периферии. По мнению большинства исследователей, эти поверхности сформировались под длительным влиянием многих агентов денудации. Установить ведущую роль какого-либо агента трудно, поэтому их рассматривают обычно как результат комплексной денудации. Размеры и степень сохранности реликтов древних денудационных поверхностей во многом зависят от гипсометрического положения района и экспозиции склонов. Наибольшее развитие денудационные поверхности получили в предгорьях и на восточном склоне Полярного и Приполярного Урала, в области низко- и средневысотного рельефа, в то время, как на западном склоне и в осевой части хребта, в области развития альпийского рельефа, они сохранились лишь в исключительных случаях. Никакой приуроченности древних денудационных поверхностей к определенным типам пород не наблюдается. Обычно они имеют широкое распространение и срезают толщи разного петрографического состава: кварциты, метаморфические сланцы, ультраосновные породы и т. д. Основным критерием для определения возраста денудационных поверхностей является датировка покровных образований, синхронных времени их формирования. Такими образованиями обычно являются коры выветривания. Однако на севере Урала коры выветривания сохранились лишь в редких случаях, из-за того, что эта территория долгое время находилась под воздействием денудационных, экзарационных и морозно-солифлюкционных процессов. Основные находки кор выветривания относятся к предгорной выравненной увалистой поверхности западного склона. Опаловый цемент верхнемеловых кварц-глауконитовых песчаников, развитых на Конкомылькмусюре, заставляет считать их, по мнению М. С. Калецкой и А. Д. Миклухо-Маклая, коррелятивными коре выветривания западных предгорий. Кроме того, близость абсолютных отметок верхнемеловых отложений (180—200 м) отметкам предгорной равнины (220 м и выше) позволяет рассматривать поверхность предгорий как единую полигенетическую. Поскольку фациальный анализ морских палеогеновых отложений свидетельствует, что палеогеографическая обстановка западного склона Урала существенно не менялась до неогена или, во всяком случае, до олигоцена, то возраст предгорий может быть определен как позднемеловой — палеогеновый.

На высоких поверхностях выравнивания, располагающихся на различных гипсометрических уровнях, имеются только единичные находки кор выветривания и то плохо изученных. Недостаток фактического материала не позволяет уверенно говорить об их возрасте. Однако несомненно, что разновысотное положение поверхностей выравнивания ни в коем случае не может указывать на их разновозрастность. В целом ряде случаев границы между разновысотными поверхностями совпадают с зонами тектонических нарушений. Это заставляет предполагать, что поверхности выравнивания Горного Урала представляют собой фрагменты некогда единой пенепленизированной поверхности, в новейшее время расколотой и перемещенной на различную высоту. При этом, чем выше они находились, тем сильнее подвергались денудации. Окончательно решить вопрос о разновозрастности или одновозрастности двух уровней рельефа (предгорной равнины и вершинных поверхностей выравнивания) трудно из-за недостатка материала. Однако нижняя денудационная равнина по крупным долинам заходит в область гор и не всегда

ограничена зонами разломов. Следовательно, верхний уровень поверхностей выравнивания может фиксировать самостоятельный этап пене-пленизации, более древний, чем нижний уровень, условно принятый как позднемеловой.

И, наконец, широким развитием по периферии предгорий в сопредельных частях Печорской и Западно-Сибирской низменностей пользуются пологоувалистые цокольные равнины с поверхностным или неглубоким залеганием дочетвертичных пород. Среди низменностей они образуют наиболее высокие водораздельные участки. В Печорской низменности это увалы Конкомылькмусюр, Кочмес-Лемвинские между-речья, обширная водораздельная поверхность южнее широтного участка долины р. Печора и т. д. В Западно-Сибирской низменности это между-речье Вогулки, Кемпажа и левого притока Сыни—Лесмиегана; возвышенность Мужиз, между-речье Сыни и Хулги.

### АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

По одну и другую сторону Урала широко развит аккумулятивный рельеф. Он разного генезиса. Если распространение ледниковых равнин сопряжено с площадью развития последнего ледникового покрова, то в периферической зоне оледенения отчетливо картируется пять геоморфологических поверхностей, связанных с колебаниями уровня Полярного бассейна, начиная с середины среднечетвертичного времени. Наиболее отчетливо эти уровни прослеживаются на севере низменностей и вдоль крупных рек Оби и Печоры. Особено широко развиты водораздельные поверхности, связанные с ледниково-морской и озерно-аллювиальной аккумуляцией.

Среди авторского коллектива выявились существенные расхождения по ряду принципиально важных вопросов четвертичной геологии этого края. В частности, это касалось вопроса соотношений трансгрессии и оледенений в четвертичное время. Вопрос о масштабах и роли четвертичных оледенений весьма дискуссионен и требует дальнейшего изучения. Н. Г. Чиждова, В. С. Зархидзе, А. И. Красножен, И. Л. Кузин, П. П. Генералов придерживаются точки зрения, что средне- и особенно позднечетвертичное (зырянское) оледенение Урала имело гораздо меньшее рельефообразующее значение, чем это считают И. И. Краснов, В. К. Хлебников и Ю. Ф. Захаров.

Рельеф, созданный совместной деятельностью ледника и моря, занимает обширные повышенные водораздельные пространства как в бассейнах Печоры, так и Оби. Формирование рельефа здесь связано с высоким положением уровня Полярного бассейна в среднечетвертичное время и с последующим его спадом, а также с одновременным существованием ледников в горах, которые в фазу максимального развития спускались в море, продуцируя обломочный материал. В это время формируются мореподобные суглинки смешанного ледниково-морского генезиса, слагающие водораздельные пространства (абс. отметки 150—200, реже 250 м), в той или иной степени затронутые впоследствии эрозийными и мерзлотными процессами. Аномально высокое гипсометрическое положение этой поверхности (порядка 200—250 м) объясняется последующей деформацией ее в результате новейших тектонических движений.

На юге территории в этот период ледники носили шельфовый характер, в Горном Урале образовались ледниковые покровы, а в низменностях на выступах рельефа (гряда Чернышова, увал Конкомыльк-Мусюр и др.) могли возникать локальные центры типа ледниковых шапок подобно современным островам Арктического бассейна. После спада моря и отступления ледников остались слабовсхолмленные и пологоувалистые

материковые равнины, одновозрастные с описанной выше ледниково-морской поверхностью. В последующие этапы эта поверхность оказалась также существенно переработанной денудационно-эрозионными и мерзлотными процессами.

Со среднечетвертичными и позднечетвертичными оледенениями Урала тесно связано формирование рельефа долинных зандров, террас и конусов, развитых по периферии бывших ледниковых покровов по северным склонам гряды Чернышева и по окраинам Воркутинского выступа.

На крайнем севере территории развиты морские равнины, представленные двумя уровнями: высоким и низким. Формирование высокой морской аккумулятивной равнины, развитой на абс. отметках 120—160 м связано со среднечетвертичной трансгрессией Полярного бассейна.

Формирование низкой морской аккумулятивной равнины (абс. отметка 70—100 м) связано с так называемой «казанцевской» трансгрессией начала позднечетвертичного времени. Эта равнина представляет собой плоскую, местами слабо всхолмленную местность с многочисленными озерами и болотами, свежими формами развеваемых песков. Составной частью казанцевской равнины является далеко заходящая по долинам рек Печоры, Усы, Коротаихи поверхность, созданная совместной деятельностью реки и моря. Эта поверхность покрыта крупными грядово-мочажинными болотами, которые почти не дренируются. Наибольшее развитие поверхность озерно-аллювиальной аккумуляции получила в Косью-Роговской, Усинской, Приуральской и Обской депрессиях и во внутренних частях Большеземельской тундры. Поверхность озерно-аллювиальных равнин изобилует озерами обычно с заторфованными берегами, а также крупнобугристыми торфяниками и термокарстовыми западинами.

## СТРОЕНИЕ РЕЧНЫХ ДОЛИН

Особенности строения речных долин запечатлены в ориентировке и степени извилистости долин, в формах склонов, характере продольного и поперечного профилей и в заполняющих долины рыхлых отложениях.

Сравнительный анализ морфологии речных долин и геологического строения горной полосы показывает, что конфигурация речной сети в значительной части определяется особенностями древних структур. Крупные долины (депрессии) уральского направления всюду совпадают с синклиналиными структурами, осложненными на крыльях тектоническими нарушениями. Таковы долины рек Б. Пайпудына, Нияю, Дурная Лимбеко и др.

В то же время общий план речной сети существенно зависит от разломов разных направлений, играющих в создании эрозионного расчленения гор также существенную роль.

Важным событием в истории формирования долинной сети горной полосы Урала было оледенение, преобразовавшее доледниковые эрозионные долины в трюги, а их водосборные бассейны — в кары и цирки. В настоящее время молодая эрозионная сеть интенсивно разрушает трюговые долины, размывая ледниковые наносы и стирая следы экзарации. Однако послеледниковая эрозия еще не успела сколько-нибудь существенно изменить рельеф. Ее деятельность выразилась в основном в подмыве бортов трюговых долин, в образовании ущелий и V-образных долин по склонам горных хребтов и возвышенностей, в образовании эрозионных борозд. Характерной особенностью гидрографии горной полосы следует считать также наличие речных долин, не связанных с современной гидросетью. Это древние (реликтовые) долины, расположенные иногда над днищами современных долин на высоте 200—300 м.

Речные долины увалистых предгорий также имеют свои особенности. Все они сложные, состоящие из участков двух направлений — продольных и поперечных по отношению к Уралу. Реки, пересекающие увалистую полосу и берущие начало в горах, текут в поперечных (консеквентных) долинах. Однако есть значительные продольные участки долин, где реки принимают направление, совпадающее с простираем основных структур, например, значительные участки рр. Уса, Сывью, Косью, Тяню, Собь и др.

В долинах увалистых предгорий прослеживается не менее четырех террасовых уровней. Комплекс низких террас (первая надпойменная терраса и две пойменные) являются аккумулятивными. Эти террасы встречаются главным образом в расширениях долин и имеют высоту до 8—9 м. Вторая надпойменная терраса преимущественно цокольная, высотой 10—16 м. Она встречается небольшими участками.

В Печорской и Западно-Сибирской низменностях характер долин типично равнинный. Долины широкие и обнаруживают хорошо развитые комплексы высоких и низких террас. Комплекс высоких террас (вторая и третья надпойменные террасы) характеризуется относительными высотами 12—15 м и 15—25 м в Печорском бассейне и 14—18, 18—30 м в Обском бассейне. Третья надпойменная терраса обычно имеет озерно-аллювиальное происхождение и широко развита в долинах крупных рек Печоры, Усы, Оби. Вторая надпойменная терраса занимает сравнительно большие площади в долинах всех крупных рек региона. Она имеет аллювиальное происхождение. На плоской поверхности террасы развиты бугры пучения, просадочные западины и закрепленные древние золотые бугры.

В комплекс низких террас входит первая надпойменная терраса, высокая и низкая поймы. Первая надпойменная терраса (высота 7—12 м) развита фрагментарно в долинах всех крупных рек. Две пойменные террасы (2—4 и 4—7 м) получили повсеместное развитие.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Анализ материала показывает, что важнейшей структурой, определяющей историю геологического развития всей рассматриваемой области, является Уральская геосинклиналь, на месте которой возникла Уральская складчатая область,

### УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Уральская складчатая область пережила две крупные эпохи тектоно-магматического развития, сопровождавшиеся несколькими фазами складчатости. Раннекаледонская эпоха завершилась салаирской складчатостью, в результате которой смяты доордовикские толщи. Варисская эпоха завершила геосинклинальный этап развития Урала. В соответствии с этим выделяются позднепротерозойско-раннепалеозойская складчатая область (ранние каледониды) и ранне-позднепалеозойская область (варисциды или иначе уралиды).

### Позднепротерозойско-раннепалеозойская складчатая область (ранние каледониды)

Заложение Уральской геосинклинали, исходя из геологического строения Башкирского антиклинория Ю. Урала, относится к эпохе посткарельской складчатости, когда в начале рифея (бурзянское время) образуется глубокий меридиональный прогиб и начинается накопление мощных осадков миогеосинклинального типа.

Кристаллическим основанием миогеосинклинали являются образования тараташского комплекса (нижний протерозой), выступающего на поверхность на Ю. Урале. Вопрос о заложении раннекаледонской эвгеосинклинали еще недостаточно изучен. На С Урала известны только эвгеосинклинальные образования ранних каледонид, о которых и пойдет речь ниже.

Для рассматриваемой территории определенных данных о фундаменте, на котором заложилась Уральская эвгеосинклиналь, не имеется. Предполагалось [79, 66], что возрастными аналогами тараташского комплекса на С Урала могут являться глубоко метаморфизованные толщи Ляпинского и Харбейского антиклинориев. В настоящей работе к наиболее древним толщам относятся гнейсы, амфиболиты, кварциты и кристаллические сланцы няртинской свиты, связанные постепенными переходами с вышележащей щекурьинской свитой, охарактеризованной водорослями начала позднего протерозоя. С этими толщами коррелируются метаморфизованные образования Харбейского антиклинория (лонготюганская серия). Таким образом, эвгеосинклиналь севера Урала могла заложиться в позднем протерозое.

Формирование раннекаледонской эвгеосинклинали происходило в три стадии (собственно геосинклинальную, инверсионную и орогенную). В геосинклинальную стадию развития ранних каледонид, в течение позднего рифея, накапливались осадки няртинской, щекурьинской, пуй-

винской свит (Ляпинский антиклинорий) и лонготюганской серии (Харбейский антиклинорий).

В няртинское время, по-видимому, в условиях мелководного моря происходило отложение песчанистых, иногда глинистых осадков. В отдельных незначительных по площади углублениях морского дна образовывались карбонатные осадки. В щекурьинское время море постепенно углубляется и отлагаются глинистые и несколько меньше карбонатные и песчанистые осадки. В этих условиях обитали сине-зеленые рифообразующие и трубчатые водоросли. К В и С море становилось более мелководным; в нем отлагались преимущественно глинистые и песчаные, а местами и грубообломочные осадки; карбонатные фации имели резко подчиненное развитие. В верховьях р. Кожим в начале щекурьинского времени проявлялся вулканизм, происходили излияния лав и отложения туфов преимущественно основного состава.

В начале пуйвинского времени в морских условиях продолжали накапливаться преимущественно глинистые, в меньшем количестве песчаные осадки. В середине этого времени происходило излияние лав основного и среднего составов; местами накапливались глинистые и песчаные осадки, шло образование песчанистых карбонатных слоев и линз брекчированных доломитов с водорослями, что говорит о смене условий осадконакопления и о прибрежной обстановке. В конце пуйвинского времени в мелководных морских условиях происходят кратковременные излияния диабазовых порфиритов, после чего море, вероятно, регрессирует и наступает подъем и размыв суши.

В лонготюганское время на месте Харбейского антиклинория существовал морской бассейн, где отлагались песчаные, карбонатные и глинистые осадки и происходили подводные излияния лав основного состава (миндалекаменные порфириты). В конце немурюганского времени образуются линзы внутрiformационных конгломератов и происходят подводные оползни, в результате которых крупные глыбы мраморов и кварцитов попадали в глинистые осадки [59]. Возможно, это связано с некоторым обмелением бассейна. В начале нового цикла осадконакопления, отвечающего няровейскому времени, море несколько углубляется. На дне его отлагаются глинистые осадки и изливаются лавы основного, реже кислого состава. В конце няровейского времени накапливаются песчаные отложения с растительным детритом и проявляется вулканизм (порфиритоиды по эффузивам основного состава).

Анализируя среду, в которой происходило отложение осадков, их литологический состав и тектонические условия формирования, приходим к выводу, что процесс осадконакопления был различный на юге и севере территории. На юге, в районе Ляпинского антиклинория, существовало общее относительное прогибание (5200 м)\*, а на севере, в Харбейском антиклинории — относительное поднятие (3650 м), хотя в отдельные отрезки времени бывали некоторые отклонения от этой закономерности.

Начало инверсионной стадии геосинклинального развития ознаменовалось обширной морской трансгрессией на всей территории. В это переходное от позднего протерозоя к кембрию время (венд) произошло образование хобеинской, энганэ-пэйской, мороинской и собской свит.

Хобеинская трансгрессия оставила после себя отложения глинистых и, в меньшей степени, песчаных и грубообломочных осадков. Последние приурочены не только к началу формирования хобеинской свиты, но и к ее средней части. Судя по составу обломочного материала (кварц, кварцит и хлорит-серицит-кварцевые сланцы) и его хорошей окатанности, снос происходил с удаленных участков размыва, а также с местных островов.

\* Здесь и далее приводятся средние мощности толщ без учета их размыва.



В мороинское и енганэ-пэйское время море углубляется, при этом намечается различие в составе осадков. На юге и севере Ляпинского антиклинория осаждался глинистый, в меньшей степени карбонатный материал с онколитами, катографиями и водорослями, образующими строматолитовые постройки. Одновременно здесь же маломощными породами изливались диабазы, порфириды и кварцевые порфиры, кроме того, местами отлагался песчаный материал. На западе и востоке Ляпинского антиклинория преобладал вулканический режим и накапливалась толща андезитовых и базальтовых порфиритов, их туфов, туфо-песчаников и туфосланцев.

На севере территории (брахиантиклинали Енганэ-Пэ, Манита-Нырды и Едунейская антиклиналь) в енганэ-пэйское время шло накопление глинистого, песчаного, и в меньшей мере кремнистого и известковистого материала с радиоляриями и катографиями, а также изливание базальтовых лав и отложение туфов. По глубинным разломам внедрялись апоперидотитовые серпентиниты.

В Харбейском антиклинории (собская свита) в морских условиях отлагался преимущественно алевритовый и песчаный материал и в небольшом объеме изливались лавы основного и среднего состава. В конце венды некоторые участки (басс. Кожима, Б. Патока и др.) испытывали поднятия, размывались, а затем в начале кембрия вновь подвергались погружению. С такими местными размывами, по-видимому, связано накопление в отдельных районах грубообломочного материала, состоящего из пород подстилающих толщ. В районе Ляпинского антиклинория в это время изливались кварцевые порфиры.

В кембрии в саблегорское время в морских условиях интенсивно проявилась вулканическая деятельность, в результате которой образовались мощные толщи андезито-базальтов и липаритов с маломощными горизонтами глинистых и песчаных, местами (в Лемвинской зоне) карбонатных осадков с остатками водорослей и морских лилий. Вулканическая деятельность не ограничивалась обширными подводными излияниями, но сопровождалась интрузиями габбро-диабазов, габбро-диоритов, гранодиоритов и гранитов, последние в своем размещении тяготели к участкам антиклинальных воздыманий.

В орогенную стадию формирования ранних каледонид произошла складчатость, по-видимому, также в кембрии. В это время в предгорных прогибах, образовавшихся в результате складчатости на окраинах Ляпинского и Изъяхойского антиклинориев, формируются молассы лаптойской и хойдышорской свит. Обломочный материал молассов образуется за счет размыва прилегающей к прогибам горной страны, сложенной породами саблегорской, мороинской и других свит (среди обломков встречены доломиты с онколитами и катографиями вендского возраста). Одновременно с образованием молассовой формации вдоль разломов изливались лавы трахиандезит-базальтового состава, местами образуя комагматические интрузии субвулканического типа.

## Ранне-позднепалеозойская складчатая область

В этой области выделяются три структурных этажа, разделенные предвизейским и предпермским перерывами. Нижний структурный этаж, соответствующий геосинклинальной стадии развития, представлен двумя подэтажами, разделенными предсреднедевонским перерывом. Нижний структурный подэтаж (ордовик — нижний девон) отвечает раннегеосинклинальным, а верхний (средний девон — турне) позднегеосинклинальным стадиям развития варисцид. Важнейшим структурным элементом, контролировавшим явления магматизма и метаморфизма на раннегеосинклинальных стадиях развития варисцид являлся Главный Ураль-

ский глубинный разлом, разделяющий мио- и эвгеосинклинали. Различия характера и интенсивности осадконакопления и магматизма в мио- и эвгеосинклинали обусловлено различиями их тектонического режима.

На Войкаро-Сыньинском отрезке Главного глубинного разлома наиболее ранние ордовикские проявления магматизма представлены извержениями, которые, очевидно, носили линейный, трещинный характер (спилит-диабазовая ассоциация) и локализовались в пределах узких желобов или рвов, подчиненных системе разломов. На некоторых участках действовали цепочки вулканов центрального типа, характеризовавшиеся взрывным типом извержений (андезито-базальтовая и базальтовая ассоциация). За пределами упомянутых желобов вулканогенные породы быстро выпадают из разреза, замещаясь осадочными образованиями и вулканитами иной формационной принадлежности. Среди продуктов вулканизма преобладают лавы базальтового состава. Локально (преимущественно в верхних частях разрезов) встречаются вулканы кварц-кератофирового состава. С ними, возможно, связаны проявления колчеданного оруденения. К позднему ордовику относится внедрение габбро-диабазов, нередко группирующихся в пояса интрузий, а также формирование (поздний ордовик — ранний силур) интрузий собственного комплекса (габбро-плагιοгранитная формация) и, наконец, образование полифациального пояса метаморфических пород (порфиритов, микросланцев, кристаллических сланцев, амфиболитов, гнейсов и эклогитов), возникших в результате регионального плутоического метаморфизма. Этапу метаморфизма предшествовала складчатость (в конце ордовика — начале силура?). В силуре зона Главного Уральского разлома, очевидно, представляла систему более локализованных разрывов глубокого заложения. Последние явились подводными каналами для крупных интрузий войкаро-сыньинского дунит-гарцбургитового комплекса и последующих внедрений эвкритовых габбро-норитов кэршорского комплекса. Близкая история развития магматизма и метаморфизма устанавливается для расположенного южнее Тагило-Кылтымско-Хорасюрского отрезка зоны Главного Уральского разлома, где фиксируются аналогичные ассоциации изверженных и метаморфических горных пород, обнаруживающие сходную последовательность проявления.

Вслед за этапом регионального метаморфизма, внедрением интрузий дунит-гарцбургитов и эвкритовых габбро-норитов, широко проявились инъекционно-метасоматические процессы, разно выраженные в западной и восточной частях плутометаморфического пояса. Это обстоятельство можно связывать с различиями тектонического режима смежных мио- и эвгеосинклинали варисцид, первый из которых испытывал тенденцию к воздыманию, второй — к погружению.

В пределах миеосинклинали, начиная с ордовика, резко обозначились две фациальные зоны: Елецкая (Бельско-Елецкая), характеризующаяся преобладанием карбонатных пород и Лемвинская (Сакмаро-Лемвинская), отличающаяся в основном кремнисто-терригенными формациями. В обеих зонах начало ордовика ознаменовалось обширной морской трансгрессией и образованием базальных, грубообломочных толщ. В Елецкой зоне в раннем и среднем ордовике отлагались терригенные осадки, а с конца среднего и в позднем ордовике — карбонатные. В силуре и раннем девоне продолжали накапливаться карбонатные отложения. В Лемвинской зоне ранний и средний ордовик представлен терригенными отложениями, а поздний — карбонатно-терригенными, осадочно-вулканогенными и кремнисто-терригенными образованиями. В силуре и девоне здесь продолжают отлагаться кремнисто-глинистые и терригенные осадки. В среднем и позднем девоне, на позднегеосинклинальных стадиях развития эвгеосинклинали на поперечных и продольных поднятиях формируется рифогенная известняковая формация и одновременно с ней андезит-базальтовая формация (варчатинская, на-

лиматинская, мусюрская и дзюляварчатинская свиты). Преобладание среди вулканитов грубых пирокластов и широкое развитие ксенотуфов свидетельствует об эксплозионном типе извержений, связанном с вулканами центрального типа. Вулканизм носил подводный и отчасти наземный характер. На отдельных участках (преимущественно в верхах разрезов) фиксируются продукты подводных трещинных излияний спилито-диабазово-кварцкератофирового состава, иногда повышенной щелочности.

В конце девона — раннем карбоне в связи с активизацией блоковых движений в эвгеосинклинали и за ее пределами по глубинным разломам (Войкарский синклинорий) внедрились интрузии конгорского, а затем войкарского и мусюрского комплексов. С интрузиями конгорского и войкарского комплексов парагенетически связано железо-скарновое оруденение, сопровождающиеся медносульфидной гидротермальной минерализацией.

На западе Хулгинской синклинали интрузивный магматизм позднегеосинклинали стадии представлен Хулгинским, а на северной окраине Тагильского синклинория — ивдельским комплексом.

В связи с процессами постконсолидационной варисской активизации в миогеосинклинали (фрагменты структур ранних каледонид Ляпинского и Харбейского антиклинориев) и в эвгеосинклинали (участки стабилизации структур Войкарского антиклинория) фиксируются, начиная со среднего и до позднего палеозоя, неоднократные интрузивные и интрузивно-метасоматические процессы, обусловившие формирование полихронного ряда гранитоидных комплексов (харбейский, кожимский, янаслорский), а также многочисленных месторождений и рудопроявлений (гидротермальные пьезокварцевые, кварцево-шеелитовые, медно-свинцовые и свинцово-медные, иногда с цинком, а также пневматолито-гидротермальные с редкометальной минерализацией).

В инверсионную стадию развития Уральской геосинклинали, начиная с визейского века до позднего карбона включительно, в Елецкой фациальной зоне в условиях открытого моря продолжали накапливаться главным образом карбонатные породы. В Лемвинской зоне в неглубоком море отлагались в основном кремнистые, кремнисто-терригенные и кремнисто-карбонатно-глинистые осадки. Начиная с перми в Лемвинской зоне условия осадконакопления резко изменились, и в морской обстановке стал формироваться терригенный флиш.

Верхний структурный этаж, знаменующий собой орогенную стадию развития геосинклинали, формировался в течение перми и триаса. Он представлен в Предуральском краевом прогибе угленосными, реже терригенными и соленосными формациями перми, терригенными формациями (молассой) триаса. В раннем триасе в пределах гряд Чернова и Чернышева по разломам происходило излияние базальтов, образовавших два покрова. После формирования нижнего покрова началось поднятие территории, сопровождавшееся разрывом самого покрова и поднятием его пород пермского возраста, образованием горизонта конгломератов, поверх которого лежит второй покров.

## СЕВЕРО-ВОСТОК РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Рассматриваемая часть Русской платформы представлена Печорской синеклизой. Для восстановления истории геологического развития ее фундамента имеются ограниченные данные. Как известно, Печорская синеклиза делится на две впадины — Ижма-Печорскую и Колва-Печорскую. Полагают, что фундаментом Ижма-Печорской впадины служат складчатые структуры миогеосинклинали образований байкалид, а Колва-Печорской — эвгеосинклинали образований ранних

каледонид. С конца кембрия территория Печорской синеклизы испытывает незначительное опускание и в ордовике начинается формирование осадочного чехла. Основание чехла представлено седельской и нибельской свитами, характеризующимися континентальными формациями соответственно кварцево-песчаной и красноцветной алеврито-песчаной. В силуре и нижнем девоне в условиях морского режима повсеместно накапливались известняки и доломиты. Начиная со среднего девона, морской бассейн дифференцируется. В Печорском авлакогене и Ижма-Печорской впадине море несколько мелеет и здесь в среднем девоне образуется сероцветная известково-глинисто-песчаная формация, а в верхнем девоне — карбонатная. В Колво-Печорской впадине лишь в начале среднего девона море мелеет и накапливаются терригенные осадки, затем бассейн вновь углубляется и происходит образование карбонатной формации.

В Печорском авлакогене в течение всего карбона в условиях открытого моря происходило накопление карбонатной формации, и лишь в начале перми море несколько мелеет и накапливаются осадки сероцветной морской мергельно-известковой формации. На остальной территории Печорской синеклизы визейский век характеризуется морским режимом с образованием сероцветной известково-глинисто-песчаной формации. В течение карбона и в ранней перми накапливаются осадки карбонатной и сероцветной морской мергельно-известняковой формации. В поздней перми и в триасе вся область переживает континентальный режим, в условиях которого формируются породы красноцветной континентальной алеврито-песчаной формации, а затем в ранней юре происходит ее поднятие и разрыв. В средней юре снова восстанавливается континентальный режим и происходит накопление осадков сероцветной континентальной глинисто-песчаной формации. В поздней юре наступает морская трансгрессия с образованием сероцветной морской глинисто-алевритовой формации. В валанжин-барремское время территория Ижма-Печорской впадины испытывает поднятие и становится областью размыва, а в пределах Колво-Печорской впадины продолжает существовать морской режим. В апте море покидает Колво-Печорскую впадину, и вся Печорская синеклиза испытывает подъем и длительный размыв, который только в неоген-нижнечетвертичное время сменяется морскими условиями.

## ПРИУРАЛЬСКАЯ ЧАСТЬ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фундаментом этой части Западно-Сибирской платформы являются эвгеосинклинальные складчатые образования варисцид, представленные вулканогенно-осадочными отложениями силурийско-девонского возраста, прорванными палеозойскими интрузиями гранитов, габбро-диабазов и других пород.

Начало формирования чехла относится к позднему триасу. С этого времени и до поздней юры в полосе (шириной 80—25 км), прилегающей к Уралу, в озерно-болотных условиях происходит накопление угленосной лимнической предгорной формации. На ЮВ эта формация сменяется сероцветной морской глинисто-алевритовой формацией, которая, начиная с поздней юры, распространилась на всю территорию и продолжала существовать до позднего мела включительно. В березовское время происходит накопление осадков опоковой формации, сменившейся в ганькинском времени глинистой, которая, в свою очередь, в палеогене вновь уступила место опоковой формации. В неогене море покидает территорию, и седиментация вновь начинается в неоген-нижнечетвертичное время, когда накапливаются осадки полуйской свиты.

## Юньягинская платформенная структура

Эта структура располагается на складчатом фундаменте, сложенном пермскими образованиями. По-видимому, в раннем мелу произошло опускание данной территории и по образовавшимся проливам на нее проникли воды Западно-Сибирского мелового моря, в котором происходило накопление осадков глауконитовой песчаной формации.

По-видимому, морской режим в этой части Предуральяского краевого прогиба и Уральской миогеосинклинали (до устья р. М. Кара) продолжал существовать и в палеогеновое время, когда накапливались глинистые и алевритовые осадки с обильными остатками моллюсков, фораминифер, радиолярий, диатомовых и водорослей. В конце палеогена море покидает территорию, и в неогене происходит формирование горного рельефа.

В истории развития рельефа региона можно наметить ряд этапов. Донеогеновый (верхнемеловой — палеогеновый) этап является завершающим в создании пенепленизированных поверхностей, фиксированных корами выветривания. Неоген-нижнечетвертичный этап знаменует собой начало неотектонического развития региона [122, 142]. В этот этап происходит преобразование исходных донеогеновых поверхностей и заложение основных черт современного рельефа. В начале этапа тектонические движения, по-видимому, носили характер медленных сводовых поднятий. Полярный и Приполярный Урал представляли собой еще слабо расчлененную мелкосопочную страну с широким развитием участков размытого пенеплена в вершинной части. С В и З к Уралу примыкали широкие полосы низких равнин. В дальнейшем на рубеже неогена и четвертичного периода в результате активизации тектонических движений Урал резко обособился от прилегающих к нему равнин. В результате сводово-глыбовых поднятий на месте мелкосопочной страны возник Полярно-Уральский хребет, близкий к современному виду.

В среднечетвертичный этап опускания прилегающих к Уралу низменностей или эвстатическое поднятие уровня Мирового океана привели к трансгрессии моря. Среднечетвертичная (роговская) трансгрессия развивалась в условиях холодного климата, приведшего к образованию крупных ледниковых покровов в горах.

В прилегающих к Уралу низменностях наиболее высокие формы рельефа (гряда Чернышева, увал Мужииз и др.), по-видимому, представляли собой острова. После регрессии и отступления оледенения формируются водораздельные полигенетические аккумулятивные равнины, широко развитые как в Печорской, так и в Западно-Сибирской низменности. В последующем они оказались существенно переработанными денудационно-эрозионными и мерзлотными процессами.

На границе средне- и позднечетвертичного времени происходит оживление тектонической деятельности, в результате чего Горный Урал вновь испытывает поднятия и интенсивно расчленяется эрозией. Этому времени соответствует общая регрессия моря. На крайнем севере она выразилась в значительном обмелении бассейна без существенного перерыва в осадконакоплении, а в южных районах — в континентальном перерыве и глубоком врезе долин в свое ложе.

В первой половине позднечетвертичной эпохи погружение северных частей территории, а возможно, и повышение уровня Мирового океана привело к новой трансгрессии моря (казанцевской), однако менее значительной, чем в предшествующий этап. Море захватило лишь север территории и ингрессировало по крупным долинам рек Печоры и Оби в область материка, где носило характер широких опресненных заливов

и лагун. Это время характеризуется, по-видимому, полным исчезновением ледников в горах.

Во второй половине казанцевского времени произошло окончательное формирование современного рельефа Горного Урала. Интенсивные поднятия преимущественно блокового характера привели к формированию резких граней рельефа, прямолинейных уступов и склонов преимущественно тектонического происхождения.

Середина позднечетвертичной эпохи ознаменовалась нарастанием ледниковых покровов в горах. Ухудшение климатических условий и интенсивные восходящие движения послужили причиной образования в области хребта ледников сначала карового, а затем горно-долинного и прокровного характера (время зырянского оледенения). Покровный характер оледенения имело, по-видимому, только в горах северной части Полярного Урала и его предгорий. Общее поднятие территории вызвало обмеление моря. Рост ледниковых прокровов в горах произошел в момент, когда море не окончательно регрессировало. Крайний север в это время представлял собой шельф с множеством низких островов.

Ко времени зырянского оледенения относится формирование современной гидрографической сети. Продолжающееся поднятие территории и потепление к концу зырянского времени привели к общей регрессии моря и сокращению ледников в горах. Вслед за этим наступила новая кратковременная трансгрессия (каргинская), площадь которой ограничивалась горизонталью 40—50 м.

Возрастание тектонической активности к концу каргинского времени сопровождалось интенсивной эрозионной деятельностью в горах и значительной перестройкой гидрографической сети. Новое похолодание в конце позднечетвертичного этапа вызвало новое оледенение — сартанское. Оно носило преимущественно каровый и горнодолинный характер. Основным очагом оледенения явились массивы Райиз, Пайер, Народо-Итьинский горный узел.

К началу голоцена рельеф территории получил окончательное современное выражение. Дальнейшая моделировка рельефа в течение голоцена происходила под знаком продолжающейся активизации тектонических движений. В горной части с этим временем связано усиление эрозионно-денудационных процессов. Последнее выразилось в усиленном гравитационном сносе и врезании русел рек в коренные породы.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученный район (около 240 тыс. км<sup>2</sup>) имеет огромное народнохозяйственное значение; в его пределах находятся такие полезные ископаемые как нефть, газ, уголь, хромиты, железо, медь, свинец, цинк, золото и др. За последние годы здесь проведен большой объем различных геологических исследований и получен большой фактический материал. В результате его обобщения удалось уточнить многие вопросы, касающиеся геологического строения рассматриваемого района. Так, существенно уточнена и дополнена стратиграфическая схема доордовика севера Урала по остаткам водорослей рифейского (щекурбинская свита) и вендского (мороинская, енганэ-пэйская и немурюганская свиты) возраста. Доказано несогласное залегание фаунистически охарактеризованного тремадока (погурейская свита) на вулканогенной копельской свите. Уточнены и детализированы стратиграфические схемы ордовика, силура, девона, карбона и перми. Установлены полеогеновые отложения в Косью-Роговской мегасинклинали — сародская и просундуйская свиты (В. И. Белкин). Уточнена корреляция стратиграфических разрезов палеозоя, мезозоя и кайнозоя Печорской синеклизы, севера Урала и Западно-Сибирской платформы.

Среди интрузивных образований выделены интрузивные комплексы, которые являются типоморфными не только для севера, но и для более южных частей Урала. Из числа выделенных комплексов особо важное металлогеническое значение имеют войкаро-сыннинский дунит-гарцбургитовый ( $S_1$ ), конгорский габбро-гранодиоритовый, а также кожимский и харбейский ряды гранитоидных комплексов ( $PZ_{2-3}$ ). С ними связана важная промышленная эндогенная минерализация.

Впервые для севера Урала на карте показаны фации метаморфизма и намечены его типы: региональный геотермический и региональный плутонический.

Для севера Уральской складчатой области выделены два тектономагматических цикла — позднепротерозойско-раннепалеозойский — ранние каледониды и ранне-позднепалеозойский — варисциды. Для первого из них выделены три стадии развития: а) собственно геосинклинальная (верхний протерозой), б) инверсионная (венд и кембрий), в) орогенная (кембрий). Подтверждено, что ранние каледониды завершились салаирской фазой складчатости.

Намечена общая направленность магматических, плутонических, метаморфических и метасоматических проявлений в зоне Главного Уральского глубинного разлома, представляющего важнейший структурный элемент как изученной территории, так и Урала в целом.

Подтверждается представление о гетерогенном строении фундамента Печорской синеклизы, а также о более молодом его возрасте по сравнению с большей частью Русской платформы.

Наряду с перечисленными достижениями, некоторые вопросы остались еще не решенными и требуют дальнейшего изучения. В частности, недостаточно разработаны вопросы стратиграфии доордовикских образований севера Урала. Требуется дополнительный тщательный сбор в них органических остатков и их монографическое описание. Необходимо литолого-петрографическое изучение метаморфизованных конгломератов, слоистых пород, подвергшихся процессам будинирования, для установления четких признаков различия будинированных слоистых пород от конгломератов, изучение структур сложнорасчлененных метаморфических толщ, их взаимоотношений, согласий и несогласий как основы для стратиграфического расчленения и картирования, изучение процессов метаморфизма и восстановление первичной природы метаморфических толщ. Следует продолжить работы по корреляции разрезов доордовикских образований Печорской синеклизы и различных структурно-фациальных зон севера Урала с использованием минералого-геохимических методов, монографическим изучением органических остатков и радиологическим определением возраста пород. В связи с прогнозированием и поисками таких полезных ископаемых как хром, железо и др. наиболее актуальным является дальнейшее петрологическое и геохимическое изучение войкаро-сыннинского дунит-гарцбургитового, конгорского габбро-гранодиоритового комплексов, а также кожимского и харбейского рядов гранитоидных комплексов. Необходимо продолжить изучение фаций и типов метаморфизма.

Из тектонических структур первоочередного изучения заслуживают Главный Уральский глубинный разлом, Собское и Кожимское поперечные поднятия, с которыми связано наибольшее количество проявлений и месторождений эндогенных полезных ископаемых. Необходимо продолжить работы по исследованию природы фундамента Печорской синеклизы.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Л., Изд-во АН СССР, 1929, 120 с.
2. Апельцын Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. Н. Генетические черты редкометальных гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации.— «Тр. ВИМС», вып. 16, М., «Недра», 1967, 199 с.
3. Афанасьев Б. Л. Палеотектоника и угленосность. М., «Недра», 1968, 155 с.
4. Баранова Г. И. Раннепермские мшанки Северного Приуралья (бассейн среднего течения р. Печоры) и их стратиграфическое значение.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1959, 17 с.
5. Баранова Г. И. К вопросу о кунгурском ярусе бассейна р. Печоры.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 24, 1960, с. 27—35.
6. Бархатова В. П. Биостратиграфия карбона и нижней перми Северного Тимана. Л., «Недра», 1970, 228 с.
7. Белкин В. И. Новые данные по стратиграфии и литологии мезозойских и кайнозойских отложений центра и востока Большеземельской тундры.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1965, вып. 5, с. 133—151.
8. Белкин В. И. Юра, мел и палеоген Печорского угольного бассейна и прилегающих районов.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1970, 36 с., (Пермск. гос. ун-т).
9. Белякова Л. Т. Стратиграфическое расчленение доордовикских отложений Ляпинского антиклинария (Приполярный Урал).— «Матер. по геол. и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1972, вып. 7, с. 21—33.
10. Боч С. Г., Краснов И. И. О происхождении рельефа Урала в свете проблемы поисков полезных ископаемых (к критике теории предгорной лестницы).— «Разведка и охрана недр», 1951, № 6, с. 5—13.
11. Варсановьева В. А. Тектоническое и геоморфологическое развитие Урало-Тиманской области.— «БМОИП». отдел. геол., т. 36, вып. 4, 1961, с. 7—35.
12. Василенко В. П., Миклухо-Маклай А. Д. Новые данные о верхнемеловых отложениях Усинско-Роговского междуречья.— «Геол. нефти и газа северо-востока европ. части СССР», 1964, вып. 1, с. 163—168.
13. Виноградская Г. М. О генезисе полосчатых дунито-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала.— «Матер. ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 21, 1967, с. 66—80.
14. Виноградская Г. М. Некоторые жильные образования Войкаро-Сынинского перидотитового массива на Урале.— «Матер. ВСЕГЕИ», вып. 45, 1961, с. 15—36.
15. Войновский-Кригер К. Г. Два комплекса палеозоя на западном склоне Полярного Урала.— «Сов. геол.», 1945, № 6, с. 27—44.
16. Волков С. Н. Средний палеозой северной окраины Нижне-Тагильского синклинария.— М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, 94 с.
17. Вологдин А. Г. К открытию остатков протерозойских водорослей на Дальнем Востоке и Урале.— «ДАН СССР», 1967, т. 175, № 4, с. 926—928.
18. Войновский-Кригер К. Г. Ордовик Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала).— «БМОИП», отд. геол. т. XXXV, в. 3, 1960, с. 51—68.
19. Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, с. 43—54.
20. Гафаров Р. А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы.— «Изв. АН СССР, сер. геол.», 1961, № 1, с. 59—71.
21. Гафаров Р. А. Вопросы тектоники фундамента севера Восточно-Европейской платформы.— «Геотектоника», 1966, № 4, с. 81—91.
22. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Тимано-Печорской области. Л., «Недра», 1966, 274 с. Авт.: В. А. Дедеев, Н. М. Заломина, А. К. Запальнов и др.
23. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 3.— «Печорский угольный бассейн и другие месторождения угля Коми АССР и Ненецкого национального округа». М., «Недра», 1965, 491 с.



24. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 11 — «Горючие сланцы», М., «Недра», 1968, 606 с.
25. Геология СССР. Т. 2, ч. 1, М., «Недра», 1963, 1079 с.
26. Герник В. В., Потапов В. Г. Опыт расчленения вулканогенной толщи на Полярном Урале методом магниторазведки.— «Геофиз. разведка», 1961, вып. 6, с. 59—72.
27. Гессе В. Н. Новые данные по стратиграфии древних толщ Лемвинской структурно-фациальной зоны.— «Матер. по геол. и полез. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1962, вып. 2, с. 3—6.
28. Гессе В. Н. Предварительные результаты геологических работ в бассейне р. Пага (Приполярный Урал).— «Мат-лы по геол. и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР», в. 1, 1966, с. 61—65.
29. Гессе В. Н., Маслов М. А. Ордовикский вулканизм на западном склоне Полярного Урала.— «Мат-лы по геол. и полез. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1972, сб. 7, с. 39—42.
30. Глубинное строение Урала.— В кн.: Тр. первой Уральской сессии науч. сов. по комплексным исслед. земной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1968, 383 с.
31. Голдин Б. А., Фишман М. В. Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. Л., «Наука», 1967, 211 с.
32. Голдин Б. А., Пучков В. Н. Магматические формации структуры байкалд Приполярного Урала.— «Геотектоника», 1970, № 6, с. 30—41.
33. Горский В. П. О возрасте складчатости западного склона Приполярного Урала и Печорской депрессии.— «Матер. ВСЕГЕИ», 1960, вып. 39, с. 3—10.
34. Горский В. П., Молдавандцев Ю. Е. Принципы тектонического районирования Урала на основе блокового строения его фундамента.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 47—58.
35. Горский И. И. при участии К. К. Демюкидова и В. С. Глазунова. Уральско-Новоземельская складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 3 — «Тектоника». М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 79—89.
36. Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000, лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1958, 100 с.
37. Дмитриев Г. А. Условия захоронения нижнепермских позвоночных в Интинском районе и их палеогеографическое значение.— В кн.: Тр. геол. совещ., посвященного 25-летию геол. изучения Печорского угольного басс. (г. Воркута 1955 г.), Сыктывкар, 1958, с. 137—149.
38. Добролюбова Т. А., Сошкина Е. Ю. Общая геологическая карта европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123. Л.—М., ОНТИ геол.-разв. и геодезич. лит., 188 с.
39. Евдокимов Ю. Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 102, с. 104—115.
40. Евдокимов Ю. Б., Петрова И. А. Геолого-петрохимические особенности доордовикских вулканогенных образований западного склона Полярного Урала.— В кн.: Геол. и полезные ископ. северо-востока европ. части СССР и Урала. Т. 1, Сыктывкар, 1965, с. 522—535.
41. Евсеев К. П. Стратиграфия и фации палеозоя Лемвинской структурной зоны Полярного Урала.— «Бюлл. ВСЕГЕИ», № 2, 1960, с. 3—13.
42. Евсеев К. П., Кондиайн А. Г., Корень Т. Н. Уральская геосинклинальная область. Западный склон Урала (многосинклинальная подзона).— В кн.: Стратиграфия. Т. 5, Силурийская система, 1965, с. 148—166.
43. Евсеев К. П., Тимашкова З. Н. История геологического развития Урала и прилегающих территорий.— В кн.: Тр. VII геол. конф. Коми АССР. Т. 1, Коми ФАН СССР, Сыктывкар, 1971, с. 294—298.
44. Елисеев А. И. Стратиграфия и литология каменноугольных отложений гряды Чернышева. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963, 173 с.
45. Журавлев В. С., Осадчук М. И. Структурно-фациальная зональность рифейского складчатого фундамента Тимана.— «БМОИП», т. 65, отд. геол., т. 35, вып. 3, 1960, с. 89—102.
46. Журавлев В. С., Перфильев А. С., Херасков Н. П. Пространственные и временные соотношения между уралидами и доуралидами на восточном ограничении Русской платформы.— «БМОИП», т. 70, отд. геол., т. 40, вып. 5, 1965, с. 106—130.
47. Журавлев В. С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогенальных впадин Европейской платформы.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геолого-минералог. наук, 1969, 33 с. (ГИН АН СССР).
48. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1932, 222 с.
49. Заломина Н. М. Природные газы Большеземельской тундры.— «Геол. нефти и газа», 1965, № 3, с. 39—43.
50. Зархидзе В. С. История развития Тимано-Уральской области в связи с изучением ископаемых моллюсков.— В кн.: Геология кайнозоя севера европейск. части СССР. М., 1966, с. 56—72.

51. Зимаков Б. М. Влияние геологических условий на газоносность угольных месторождений Печорского бассейна.— «Изв. высш. уч. завед. Геол. и разведка». 1961, № 7, с. 78—92.
52. Зимаков Б. М. Состав, генезис и распределение газов угленосных отложений.— В кн.: Геол. месторождений угля и горючих сланцев. Т. 3, 1965, с. 210—230.
53. Зимаков Б. М., Степанов Ю. В. Нефтепроявления в Воркутском угленосном районе Печорского бассейна.— «Сов. геол.», 1965, № 3, с. 125—127.
54. Зытнер И. Я., Гуренчук Г. П. Медное и полиметаллическое оруденение Пайхой, Полярного и Приполярного Урала.— «Тр. VII геол. конф. Коми АССР», 1971, т. 2, с. 368—372.
55. Иванченко А. И. Колчеданосность западного склона Полярного Урала.— «Тр. VI геол. конф. Коми АССР», 1965, т. 1, с. 542—554.
56. История угленакопления в Печорском бассейне. М.—Л., «Наука», 1965, 24 с.
57. Калеецкая М. С. Некоторые закономерности развития рельефа севера европейской части СССР.— В кн.: Структурная и климатическая геоморфология, М., 1966, с. 72—87.
58. Калинин Е. П. Гранитоиды Приполярного Урала, их минералогия и геохимия (на примере гранитов бассейна р. Торговой).— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1970, (МГУ), 29 с.
59. Караченцев С. Г., Молдавандцев Ю. Е., Перфильев А. С. Новые данные о стратиграфии метаморфических толщ осевой полосы Полярного Урала.— «БМОИП», т. 69, отд. геол., т. 39, вып. 1, 1964, с. 49—56.
60. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской России. Статьи 1883—1894 гг. с доп. примеч. «Природа», М., 1919, 148 с.
61. Кашинцев Г. Л., Кузнецов И. Е., Рудник Г. Б. Некоторые аспекты генезиса ультрабазитов Урала (на примере массива Рай-Из).— В кн.: Тез. докл. V научн. отчет. конфер. геол. ф-та. Изд-во МГУ, 1970, с. 202—204.
62. Кельман Г. А. Геология гнейсово-мигматитовых комплексов Урала.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геолого-минер. наук, 1970. (Свердл. гос. ун-т).
63. Кожина Т. К. Кефталыкская интрузия микропегматитового гранита и особенности ее металлогении. (Приполярный Урал).— «Тр. ИГЕМ», 1959, вып. 32, с. 109—135.
64. Колпаков А. В. Золотоносность западного склона Полярного Урала.— «Тр. VI геол. конф. Коми АССР», 1965, т. 1, с. 536—541.
65. Кондаин А. Н. Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала.— «Тр. ВСЕГЕИ», нов. серия, т. 144, 1967, с. 87—123.
66. Кондаин О. А. Уральская складчатая система.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2— «Тектоника», М., «Недра», 1968, с. 182—203.
67. Конжин И. А., Кальм В. А. Особенности режима подземных вод провинции многолетнемерзлых пород (на примере Печорского угольного бассейна).— «Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка», 1970, № 3, с. 99—106.
68. Корень Т. Н. Силурийские граптолиты Урала и их значение для стратиграфии.— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук, 1964, 23 с., (ВСЕГЕИ).
69. Крапивнер Р. Б. Новейшие отложения и основные черты новейшей тектоники бассейна р. Печоры (на участке между устьями р. Шугор и р. Цильма).— Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1967, 27 с., (МГУ).
70. Крапивнер Р. Б. О новейших разломах в бассейне р. Печоры.— «Вест. МГУ. География», 1967, № 1, с. 85—90.
71. Кузин И. Л. Новейшая тектоника и ее проявления на северо-западе Западно-Сибирской низменности.— «Тр. ВНИГРИ», 1960, в. 1598, с. 219—229.
72. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности.— «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», вып. 4, 1969, 156 с.
73. Куликов П. К., Погорелов Б. С. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты в Березовском газоносном районе.— «Сов. геол.», 1969, № 11, с. 43—52.
74. Кушнарева Т. И. Особенности геологического развития Печорской впадины в девоне.— «Геотектоника», 1967, № 1, с. 111—117.
75. Лазуков Г. И. Антропоген северной половины Западной Сибири. (Стратиграфия). Изд-во МГУ, 1970, 322 с.
76. Лидер В. А. Геология Северососьвинского бурогоугольного бассейна. М., «Недра», 1964, 145 с.
77. Логинов В. П., Ломейко Е. Н. Новые данные о геологическом возрасте западного плутонического комплекса Среднего Урала.— «ДАН СССР», 1955, т. 100, № 5, с. 957—960.
78. Лупанова Н. П. и Маркин В. В. Зеленокаменные толщи Собско-Войкарского синклиория (восточный склон Полярного Урала). М.—Л., «Наука», 1964, 176 с.
79. Львов К. А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала.— «Тр. НИИГА», 1959, т. 105, с. 51—72.

80. Люткевич Е. М. Имеют ли право на существование кунгурский и уфимский ярусы и связанные с этим вопросы стратиграфии верхней перми Западного Приуралья? — В кн.: Стратиграфические схемы палеозойских отложений. IV. М., 1962, с. 50—60.
81. Маркин В. В. Ордовик западного склона Приполярного Урала. — «Тр. геол. музея им. Карпинского АН СССР», 1960, вып. 2, с. 136—148.
82. Мельников А. С., Волков С. Н., Ерошевская Р. И. Силур и девон Северососьвинского района. «Тр. ВСЕГЕИ», 1962, т. 86, с. 87—101.
83. Миклухо-Маклай А. Д., Пахло Я. Р. К вопросу о кембрийских отложениях Полярного и Приполярного Урала. — «ДАН СССР», 1965, т. 162, № 4, с. 891—892.
84. Молдаванцев Е. П. Вулканизм и явления метаморфизма на Северном и Полярном Урале. — В кн.: Геология СССР. Т. XII, Урал, Ч. 1. Геологическое описание. Л.—М., Госгеолиздат, 1944, с. 370—388.
85. Молдаванцев Ю. Е. Закономерности распределения ассоциаций плутонических и метаморфических горных пород Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — В кн.: Матер. V Всесоюзного петрограф. совещ. Баку, Изд-во АН Азерб. ССР, 1969, с. 135—137.
86. Морковкина В. Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М., «Наука», 1967, 280 с.
87. Муравьев И. С. Карбон и пермь Печорского Приуралья. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геолого-минер. наук, 1967, 27 с., (Казанский ун-т).
88. Муравьев И. С. Карбон Печорского Приуралья. Изд-во Казанского ун-та, 1968, 226 с.
89. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 392 с.
90. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. — В кн.: Магматические формации, магматизм, металлогения Урала. — «Тр. II Уральского петрограф. совещ.», 1969, т. 1, Авт.: А. А. Краснобаев, А. И. Степанов, Л. Н. Овчинников и др., с. 173—204.
91. Осадчев Б. Я. Геологическое строение Юго-Восточного Пайхоя и Полярного Приуралья. — «Тр. НИИГА», 1961, т. 11, 92 с.
92. Ослоповский А. П., Рудкевич М. Я. О природе дислокаций палеогеновых отложений в бассейне р. Полюя в Нижнем Приобье. — «Тр. Сиб. н.-и. ин-та геологии, геофиз. и минер. сырья», 1961, вып. 14, с. 15—20.
93. Павленко В. В. Рудопроявления меди в ордовикских песчаниках на Полярном Урале. — «Сов. геол.», 1969, № 8, с. 153—155.
94. Падалка Г. Л. Перидотитовый массив Пайер на Полярном Урале. — «Тр. Арктич. ин-та», 1936, т. 47, 174 с.
95. Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. — «Тр. геол. ин-та АН СССР», 1968, вып. 182, 223 с.
96. Першина А. И. Стратиграфия девона бассейнов рек Шарью и Заостренной. — В кн.: Сб. статей по геол. и палеонтол. Сыктывкар, 1960, с. 45—55.
97. Першина А. И., Цыпанко В. С. Биостратиграфия верхнего силура нижнего и среднего девона Печорского Урала. — В кн.: Реф. Третьего Межд. симпозиума по границам силура и девона и стратиграфии среднего девона. Л., «Недра», 1968, с. 153—158.
98. Петрова И. А. Петрология доордовикских магматических формаций западного склона Полярного Урала и их металлогенические особенности. — «Тр. II Уральского петрограф. совещания», 1969, т. 1, с. 181—189.
99. Петрохимия гранитоидов Приполярного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. В кн.: Тр. II Уральского петрограф. совещ. 1971, т. 4, с. 275—287. Авт.: М. В. Фишман, Б. А. Голдин, В. П. Давыдов и др.
100. Погорелов Б. С. Фундамент Березовского газоносного района. — «Тр. ВНИГРИ», 1963, вып. 225, с. 167—183.
101. Полетаев Б. Д., Розенберг В. Н., Яцук В. И. Новые данные о структуре северо-восточного окончания Русской платформы и прилегающей части Предуральского краевого прогиба. — «Геотектоника», 1968, № 5, с. 72—75.
102. Пономарева Л. Г., Добрецов Н. Л. Ориентировка оливина в гипербазитах массивов Борусского (Западный Саян) и Пайер (Полярный Урал). — «Геол. и геофизика», 1965, № 5, с. 136—143.
103. Пучков В. Н. Структурные связи Приполярного Урала и смежной части Русской платформы. — Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геолого-минер. наук, 1970, 280 с. (Коми ФАН СССР).
104. Раабен М. Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. — «Тр. геол. ин-та АН СССР», 1959, вып. 35, 132 с.
105. Раузер-Черноусова Д. М., Беляев Г. М., Рейтлингер Е. А. Верхнепалеозойские форамениферы Печорского края. — «Тр. Полярной комиссии АН СССР», 1936, вып. 28, с. 159—232.

106. Решения и труды межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности (г. Тюмень, 21—27 марта 1967 г.). Ч. 1, Тюмень, 1969, 143 с.
107. Ростовцев Н. Н. Перспективы развития геологоразведочных работ и нефтедобычи в Западно-Сибирской низменности в 1968—1980 гг. «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1968, вып. 20, 189 с.
108. Ростовцев Н. Н. Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазонасной провинции.— «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1968, вып. 11, 480 с.
109. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Петрология и хромитовосность гипербазитов Войкаро-Сынинского массива.— В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2, Свердловск, 1969, с. 134—138.
110. Савельева Г. Н. Жильные породы южной части Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1965, вып. 5, с. 96—104.
111. Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала.— «Матер. ВСЕГЕИ», общ. сер., 1948, сб. 8, с. 3—21.
112. Сирин Н. А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1962, 287 с.
113. Соболев И. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород.— «Геохимия», 1959, № 8, с. 679—695.
114. Соболев И. Д. Основные черты глубинного строения Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала, М., «Наука», 1968, с. 28—37.
115. Соболев С. Ф. Габбро-тоналитовый комплекс Полярного Урала (по материалам изученных аксессуарных и редких элементов). М., «Наука», 1965, 163 с.
116. Соколова Л. А. Геологические позиции месторождений маложелезистых асбестов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. VI, М., 1962, с. 245—255.
117. Состояние и пути развития сырьевой базы промышленности строительных материалов Тюменской области. Ред. Н. Н. Ростовцев.— «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1969, вып. 23, 167 с.
118. Степанов Д. Л. Свальбарский ярус и его отложения в стратиграфической шкале пермской системы.— «Сов. геол.», 1967, № 2, с. 3—18.
119. Степанов Ю. В., Беляков Л. Н. Опорный разрез кайнозойских отложений Воркутского р-на.— В кн.: Геология кайнозоя севера европ. части СССР, Изд-во МГУ, 1966, с. 92—113.
120. Тимонин Н. И., Фирер Г. М. Шарьяжи на гряде Чернышева (Северное Приуралье).— «ДАН СССР», 1969, т. 186, № 1, с. 170—172.
121. Горфяной фонд РСФСР. Торфоподстильные и торфоизоляционные сырьевые ресурсы. Справочно-инструктивные материалы. М., 1964, 448 с.
122. Трифонов В. П. Основные особенности неотектоники Урала.— В кн.: Матер. Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода. Т. 3, М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 17—23.
123. Тужикова В. И. Стратиграфическое положение базальтов.— Сб. по вопросам стратиграфии, 1968, № 10, с. 97—107. (Ин-т геологии и геохимии Уральск. фил. АН СССР).
124. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (и объяснительная записка к ним). 1968, 152 с. (ВСЕГЕИ, Уральск. ГУ).
125. Урал и Приуралье. М., «Наука», 1968, 461 с.
126. Устрицкий В. И. Распространение брахиопод в верхнем палеозое Арктической зоогеографической области.— «Палеонтолог. журн.», 1961, № 3, с. 3—13.
127. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. Под ред. М. Л. Озерской и Н. В. Подобы. М., «Недра», 1967, 772 с.
128. Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А. Аксессуарные минералы гранитоидов Приполярного Урала.— В кн.: Тр. Второго Уральского петрограф. совещ. Т. 4, Свердловск, 1971, с. 295—305.
129. Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения.— «Тр. ВНИИ Геофизика», 1958, вып. 4, 244 с.
130. Хабаков А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. М.—Л., Изд-во Гласевморпути, 1945, 77 с.
131. Хайцер Л. Л. Новые данные по стратиграфии перми и триаса р. Адзвы (северная часть гряды Чернышева).— «БМОИП», 1962, т. 67. Отдел. геол. т. 37, вып. 1, с. 57—71.
132. Хайцер Л. Л. Триасовые отложения бассейна р. Хейяги на юго-западном склоне Пайхой.— «Матер. по геол. и полезн. ископ. северо-востока европ. части СССР», 1962, вып. 2, с. 24—41.
133. Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— «Тр. ГИН АН СССР», 1963, вып. 92, с. 35—63.
134. Цзю З. И. Основные черты тектонического развития Тимано-Печорской провинции.— В кн.: Геология нефти и газа северо-востока европ. части СССР. Вып. 1, Сыктывкар, Коми книжн. изд-во, 1964, с. 3—25.

135. Цымбалюк А. В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала — Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. — «Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ», 1972, вып. 52, с. 164—183.
136. Чалышев В. И., Варюхина Л. М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока европейской части СССР. Л., «Наука», 1968, 242 с.
137. Черкесова С. В. О характере изменчивости *Liorhynchus biplicatus* Nalivkin. — «Тр. НИИГА», 1960, т. 3, с. 42—51.
138. Черных В. А. К палеогеографии раннекаменноугольной эпохи севера Урала. — В кн.: Палеозойские отложения Северного Приуралья, М.—Л., «Наука», 1966, с. 40—67.
139. Чернов Г. А. Девонские отложения восточной части Большеземельской тундры. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, 116 с.
140. Чернов Г. А. Взаимоотношение ордовика с рифеем в Вангырском районе Приполярного Урала. — «Тр. ин-та геол. Коми ФАН СССР», 1962, вып. 3, с. 15—27.
141. Чернов Г. А. Силурийские отложения поднятия Чернова (Большеземельская тундра). — «ДАН СССР», 1964, т. 156, № 4, с. 843—846.
142. Чижова Н. Г. О новейшей тектонике Полярного Урала. — В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры, М., «Недра», 1967, с. 304—310.
143. Чочиа Н. Г. Тектоническое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности. — «Тр. ВНИГРИ», 1960, вып. 158, с. 230—255.
144. Шатский Н. С. О структурных связях с геосинклинальными областями. — «Изв. АН СССР, серия геол.» 1947, № 5, с. 37—56.
145. Шатский Н. С. О взаимоотношении Пайхоя и Урала. — «Изв. АН СССР, серия геол.», 1948, № 1, с. 163—167.
146. Штейнберг Д. С. Некоторые закономерности локализации уральских эндогенных месторождений железа и меди, генетически связанных с интрузиями. — «Тр. Свердл. горного ин-та», 1955, вып. 22, с. 171—190.
147. Штейнберг Д. С., Фоминых В. Г. Титано-магнетиты изверженных пород Урала и связанных с ними титаномагнетитовых месторождений. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 513—520.
148. Штейнберг Д. С., Малахов А. А. Сравнительная петрохимическая характеристика различных типов горных пород ряда дунит-гарцбургит на Урале. — «Тр. Ин-та геол. УФАН СССР», 1965, вып. 70, с. 39—42.
149. Юшкин Н. П. Минералогические и металлогенические особенности вольфрамовой минерализации на Приполярном Урале. — «Тр. VII геол. конф. Коми АССР», 1963, т. 2, с. 355—364.

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР**  
**МАСШТАБ 1 : 1 000 000**

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**  
**ЛИСТ Q-40, 41 — ВОРКУТА**

Редактор Ю. И. Майшева  
Технический редактор Э. Г. Якубасова  
Корректор Ю. И. Майшева

---

Сдано в набор 3/XI 1977 г. Подписано в печать 30/XII 1977 г.  
М-44212 Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Бумага 1 Печ. л. 10,75  
Уч.-изд. л. 14,72 Усл. печ. л. 15,05 Тираж 750 экз.  
Заказ 717 Цена 2 р. 20 к.

---

Ленинградская картографическая фабрика объединения  
«Аэрогеология»



