

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**
масштаба 1 : 200 000

Серия Среднеуральская
Лист О-40-XXX (Ревда)

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А. П. Карпинского»
(ФГБУ «Институт Карпинского»)

Акционерное общество «Уральская геологосъёмочная экспедиция»
(АО «УГСЭ»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

масштаба 1: 200 000

Издание второе

Серия Среднеуральская

Лист О-40-XXX (Ревда)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Научный редактор: Е.В. Старикова

Эксперт НРС:

Записка научно отредактирована

Научный редактор: ведущий научный сотрудник отдела региональной геологии и полезных ископаемых Урала и Западной Сибири

Е.В. Старикова

Санкт-Петербург
Издательство Института Карпинского • 2024

УДК 55(084.3М200):528.94.065(470.54)

ББК 26
ПЗ0

Авторы

*Г.Н. Бороздина, А.Н. Глушков, С.Ю. Останин, Л.И. Десятниченко, Е.Н. Михалёва,
А.В. Аноприков, И.В. Исакова*Научный редактор канд. геол.-минерал. наук *Е.В. Старикова*

Рецензенты

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40- XXX (Ревда). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / Г. Н. Бороздина, А. Н. Глушков, Останин С.Ю., Десятниченко Л.И., Михалёва Е.Н. и др., Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «Институт Карпинского». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2024. – 475 с.: табл. 1, 65 ил., список лит.252 назв., прил. 15. ISBN 978-5-93761-275-5 (объясн. зап.) ISBN 978-5-93761-280-6

Охарактеризовано геологическое строение площади Ревдинского листа. Территория листа О-40-XXX расположена в пределах Уральской складчатой системы, в области сложного сочленения её с Восточно-Европейской платформой на широте Среднего Урала. Выделены два разнородных структурных мегаблока с разными палеотипами земной коры: западный палеоконтинентальный (восточная окраина ВЕП), занимающий наибольшую часть листа, сложенный структурно-вещественными комплексами, сформированными в условиях континентальной окраины, и восточный палеоостроводужный (Тагильский), представленный многочисленными, сложными по составу структурно-вещественными комплексами, продуцированными в процессе зарождения, развития и эволюции островодужной системы, сформированной в условиях Уральского палеобассейна. Палеоконтинентальный и палеоостроводужный мегаблоки (сектора) разделены крупнейшим структурообразующим линеamentом складчатой системы – Главным Уральским разломом глубинного заложения западной вергентности. Мегаблоки различаются глубинным строением, вещественным составом и характером деформаций слагающих их комплексов. Освещены стратиграфия, магматизм, тектоника, история развития, геоморфология, гидрогеология, эколого-геологическая обстановка. Охарактеризованы закономерности размещения, запасы и ресурсы полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией России. Табл. 2, сп. лит. 259 назв., ил. 60

УДК 55(084.3М200):528.94.065(470.54)
ББК 26

Рекомендовано к печати НРС Роснедра г.

ISBN 978-5-93761-275-5 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-93761-280-6

© Роснедра, 20...
© ФГБУ «Институт Карпинского», 20...
© АО «УГЭС»...
© Коллектив авторов и редакторов, 20...
© Картографическая фабрика «Институт Карпинского», 20...
© Издательство «Институт Карпинского», 20...

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ <i>Г.Н. Бороздина</i>	6
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ <i>Г.Н. Бороздина, Л.И. Десятниченко</i>	13
СТРАТИГРАФИЯ <i>Г.Н. Бороздина, Е.Н. Михалёва (квартер)</i>	20
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ <i>А.Н. Глушков, В.В. Григорьев</i>	154
ТЕКТОНИКА <i>Л.И. Десятниченко</i>	211
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ <i>Л.И. Десятниченко</i>	237
ГЕОМОРФОЛОГИЯ <i>А.В. Аноприков</i>	249
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ <i>С.Ю. Останин</i>	257
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА <i>С.Ю. Останин</i>	331
ГИДРОГЕОЛОГИЯ <i>А.В. Аноприков</i>	349
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА <i>А.В. Аноприков</i>	365
ЗАКЛЮЧЕНИЕ <i>Г.Н. Бороздина, А.Н. Глушков, С.Ю. Останин</i>	370
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	374

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	397

Приложение 2. Список месторождений полезных ископаемых, показанных на геологической карте четвертичных образований листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	401

Приложение 3. Список проявлений (П), россыпепроявлений (РП), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000	404

Приложение 4. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1: 200 000.....	427

Приложение 5. Таблица впервые выявленных или переоценённых в ходе	

составления листа Госгеолкарты-200 прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	430
Приложение 6. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	431
Приложение 7. Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на геологической карте листа О-40-XXX	432
Приложение 8. Петрохимическая характеристика магматических образований листа О-40-XXX	433
Приложение 9. Список петротипов, опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте листа О-40-XXX	441
Приложение 10. Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте четвертичных образований	445
Приложение 11. Список пунктов, для которых имеются определения флоры и фауны на листе О-40-XXX	447
Приложение 12. Список пунктов, для которых имеются определения палеонтологических находок, спор и пыльцы, показанных на карте четвертичных образований	457
Приложение 13. Список образцов эталонной коллекции по листу О-40-XXXVI, переданной на хранение в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей имени академика Ф.Н. Чернышева	458
Приложение 14. Каталог памятников природы, показанных на геологической карте листа О-40-XXX	462

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-40-XXX (Ревдинская площадь) располагается в пределах Уральской складчатой системы, в области её сложного сочленения с Восточно-Европейской платформой. В структурном плане рассматриваемая территория охватывает фрагменты мегаблоков: на западе палеоконтинентального, отвечающего восточной окраине Восточно-Европейской платформы, и на востоке палеоостроводужного, сформированного в условиях Уральского палеобассейна. Западный палеоконтинентальный мегаблок занимает большую часть территории листа и охватывает структуры Центрально-Уральского поднятия, Западноуральской мегазоны и примыкающего к ней со стороны платформы Предуральского краевого прогиба. Восточный палеоостроводужный мегаблок занимает крайнюю восточную часть территории листа и охватывает структуры Тагильской мегазоны. Эти два крупных мегаблока разделены зоной Главного Уральского разлома (ГУР), являющегося главным коллизионным швом уралид. В целом на площади преобладают стратифицированные образования (54 стратона). Интрузивные породы распространены ограниченно: около 10% территории, однако их разнообразие велико – 14 плутонических и 3 субвулканических образований.

Среди стратифицированных образований заметно преобладают осадочные породы (около 85%), вулканы развиты подчиненно (около 15%), однако, они представлены в разной степени в 11 стратонах. При этом довольно велико их разнообразие.

Доуралиды и уралиды в восточной половине площади в разной степени метаморфизованы преимущественно в зеленосланцевой фации, а мариинский комплекс и частично серовский - в эпидот-амфиболитовой фации.

Для территории листа О-40-XXX характерна высокая степень скученности уралид и доуралид, выраженная интенсивно проявленным покровно-надвиговым строением.

В структурно-формационном районировании допермских образований в палеоконтинентальном секторе на изучаемой площади выделяются комплексы Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны (СФЗ) в составе Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзон, Зилаиро-Лемвинской СФЗ в составе Бардымского и Киргишанского изолированных районов, Нижнеуфалейской и Салатимской подзон. Образования Тагильской мегазоны сформировались в условиях островодужной окраины палеоокеанической области.

Пермские образования района относятся к Соликамско-Дуванской структурно-фациальной зоне (СФЗ) Предуральской мегазоны.

На площади листа крайне ограниченно представлены мезозойско-кайнозойские образования. В принятом районировании на площади представлена Западноуральская

структурно-фациальная зона. В районировании четвертичных образований на площади в Уральской СФЦЗ представлены Верхнечусовской и Сысертско-Салдинский районы «Внеледниковой» подзоны.

На площади относительно мало выходов коренных пород, однако, на большей её части (порядка 70 %) относительно легко закопушками небольшой (до 0,5 м) глубины вскрываются элювиальные и делювиально-элювиальные образования местных пород. Выходы коренных пород наблюдаются преимущественно в береговых обрывах рек, в выемках дорог и карьерах. На водоразделах коренные выходы пород редки. Достаточно значимую информацию часто можно получить проходкой шурфов и канав.

Географически Ревдинская площадь расположена в центральной части Среднего Урала и административно входит в состав Свердловской области в пределах Староуткинского, Бисертского, Ревдинского, Первоуральского городских округов, Нижнесергинского и Шалинского районов. Координаты листа: 56°40' - 57°20' с.ш. и 59°00' - 60°00' в.д., площадь 4513,2 км².

Современный рельеф имеет, в основном, характер педиплена неогенового возраста с сохранившимися фрагментами мезозойского пенеплена и врезанной в него денудационно-аккумулятивной поверхностью современных водотоков. Реликтами древнейших поверхностей выравнивания являются монадники. Рельеф низко- и среднегорный слабо-расчленённый, от холмисто-увалистого (Предуралье), увалисто-хребтового, до горно-останцового (водораздельная часть Среднего Урала). Абсолютные отметки 300 -370 м в Предуралье и 350-531 м в остальной части. По водоразделу – до 612 м. Относительные превышения от 100 - 150 м в восточной части, до 50 - 100 м в западной. Местность вне дорог труднопроходимая для всех видов транспорта, препятствиями являются залесённость, многочисленные реки с крутыми склонами, овраги и промоины.

Речная сеть густая и в основном принадлежит бассейну р. Чусовая. На многих реках сооружены плотины, выше которых образованы водохранилища.

Долины рек в западной части каньонообразные, на остальной территории широкие, хорошо проработанные. Питание рек осуществляется за счёт талых вод, атмосферных осадков и, в меньшей степени, подземных вод. Наиболее крупные реки пригодны для сплава на лодках и плотах. Для питьевых целей пригодна вода рек западной части территории (исключая р. Чусовая). Ледостав начинается в начале ноября, толщина льда в марте достигает 1,0 м, ледоход – в конце апреля. В режиме рек наблюдается весеннее половодье, летняя межень с временными подъёмами уровня воды (паводок) и зимняя межень. В этот период питание рек производится за счёт подземных вод.

Лист расположен в двух климатических районах Среднего Урала: юго-западном

лесном предгорий и горном.

Климат – умеренно-континентальный. Среднегодовая температура колеблется от 0 до 0,1°C. Средняя температура декабря - января – 16-19°C. Средняя температура июля от 16 до 20°C. Ветры преобладают западные и юго-западные. Скорость ветра в среднем за год около 3 м/сек. Среднегодовое количество осадков составляет в западных предгорьях 500 - 600 мм, к востоку осадков становится меньше – около 500, на равнинах – около 400 мм в год. Максимальное количество осадков выпадает в тёплый период года: 60-70% их годовой суммы. В зимний период мощность снежного покрова достигает 45-50 см, а в западных предгорьях - до 70 см. Устойчивый снежный покров ложится в конце ноября и стаивает к концу апреля. Почвы промерзают до глубины 1,5 м, оттаивают к концу мая. Недостаточное увлажнение характерно для большей части территории листа.

Большая часть площади занята широколиственно–темнохвойными лесами, в значительной степени неоднократно вырубленными. На бывших вырубках вырастают вторичные осиново–берёзовые леса.

Животный мир разнообразен. Большинство видов животных относятся к европейско-западносибирской фауне, в которой преобладают типично европейские виды (норка и лесной хорь), а также северная косуля, кабан и южная россомаха в северной части листа волк и медведь.

На территории листа много памятников природы, особенно по берегам реки Чусовая живописные скалы, которые в западной части являются не только живописными, но и стратотипами горизонтов карбона и содержат большое количество окаменелостей.

Основные населённые пункты – города Первоуральск (с населением 119 310 чел. на 2024 г.), Ревда (с населением 60 200 чел. на 2024 г.) и Нижние Серги (с населением 7777 чел. на 2023 г.) связаны железной и асфальтовыми дорогами с г. Екатеринбург. Посёлки: Бисерть, Дружинино, Староуткинский, Билимбай, Новоуткинский, Атиг, Кузино связаны железной и асфальтовыми дорогами. К остальным небольшим посёлкам подходят грунтовые дороги, участками асфальтовые. Население, в основном, русское; из других национальностей преобладают татары, марийцы и башкиры.

Большая часть населения сосредоточена в восточной (промышленной) части и занята в горнодобывающей отрасли, в чёрной и цветной металлургии, обрабатывающей и перерабатывающей промышленности. Меньшая часть населения занята в лесной промышленности и сельском хозяйстве.

Экологическая обстановка территории характеризуется, в целом, как напряжённая. Атмосфера наиболее загрязнена в районе городов Первоуральск и Ревда. Выбросы в атмосферу сернистого ангидрида, окиси углерода, окиси азота и углеводородов

превышают ПДК в десятки и сотни раз. Почвы центральной и восточной части площади загрязнены тяжёлыми металлами. Вода р. Чусовая не пригодна для питья, ниже г. Первоуральска загрязнена хромом шестивалентным, а также взвешенным органическим веществом, нефтепродуктами, медью, цинком, фтором и железом, поступающими со сточными водами из гг. Первоуральска и Ревды.

Территория работ обеспечена топографической основой масштабов 1 : 200 000, 1 : 100 000, 1 : 50 000, подготовленных в 1995 году ФГУНПП «Росгеолфонд». При отсутствии аэрофотоснимков дешифрирование территории произведено по космоснимкам. Дешифрируемость – удовлетворительная примерно на 20 % площади и плохая – на её остальной части.

Геологическая изученность территории удовлетворительная. Восточная часть территории покрыта кондиционными геологическими съёмками масштаба 1:50 000 70-х и 80-х годов прошлого столетия с использованием большого комплекса работ, в т.ч. буровых и геофизических, что обеспечило корректное использование материалов предшествующих работ в полной мере, а западная часть покрыта геологическими съёмками 40-60 гг. прошлого века. Но на этой части территории пробурены три структурных скважины и одна параметрическая и пройдены 3 сейсмических профиля, что дало колоссальный уровень информации. Кроме того, стратифицированные и магматические образования площади подробно изучались в процессе разноплановых тематических работ, что позволило получить большой объём материала для переинтерпретации.

На лист есть современная дистанционная основа, составленная в 2020 г., при опережающих работах по объекту «Выполнение работ по оценке геологической, геохимической, геофизической изученности и подготовке материалов по геологическому обоснованию проведения ГДП-200 в пределах листа О-40-XXX (Ревдинская площадь)». В 2020–2021 гг. были составлены современные геофизическая и геохимическая основы.

По восточной рамке лист О-40-XXX стыкуется с изданным листом О-41-XXV [Копанев, 1999]. По рамке при совпадении контуров наблюдается несовпадения индексов стратонов D1pr и O3-S1kr на листе О-40-XXX и D1pl и O3zz на листе О-41-XXV, в связи с тем, что в современной легенде полевская свита исключена, т.к. является аналогом перевозской свиты, так же зюзельская свита является южным аналогом красноуральской свиты.

К северу от изучаемого листа О-40-XXX располагается изданный лист О-40-XXIV [Государственная...лист О-40-XXIV, 2000]. Здесь также при совпадении контуров не совпадают индексы стратонов шемурской свиты (O3-S1šm) на листе О-40-XXX и кабанской свиты (O3-S1kb) на листе О-40-XXIV, поскольку последняя является южным

аналогом первой и принята в легенде Средне-Уральской (СУ) серии как шемурская. На изданном листе О-40-XXIV на стыке с листом О-40-XXX показаны габбро первой фазы арбатского комплекса, которые отсутствуют в легенде СУ серии, на основании возрастной характеристики нами показаны как габбро тагило-кытлымского комплекса vS1tk.

По западной рамке стыкуется подготовленный к изданию лист О-40-XXIX в северо-восточном углу которого показана мортукская толща перекрытая уткинской свитой, что не согласуется со стратиграфическими схемами, в которых она отсутствует. В легенде Средне-Уральской серии листов [Легенда СУ, 2002] уткинская свита занимает 2 яруса касимовский и гжельский, в нижней части разреза фиксируются банки известняков с фузулинидами *Usvaella usvae* (Dutk.), *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.) и в существенно терригенной части разреза на уровне касимовского яруса фузулиниды *Schubertella sphaerica* Sul., *Usvaella cf. usvae* (Dutk.), *Montiparus cf. montiparus* (Moell.), *Triticites* sp. На уровне гжельского яруса в этой же ритмичнослоистой, существенно терригенной пачке фузулиниды *Triticites schwageriniformis* Raus., *Rugosofusulina* sp. В легенде СУ серии [Шалагинов, 2006] мортукская толща в Полюдовско-Чусовском районе отсутствует, а в легенде Уральской серии [Жданов, 2009] в западной части района приводятся С2-3 kr+mr кремневая и мортукская толщи объединённые в составе известняков органогенно-детритовых с желваками и линзами кремней, прослоями глинистых известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов, известняковых брекчий, в отличие от уткинской свиты являющиеся существенно карбонатными. Согласно решений коллоквиума по фузулинидам (1988) и публикациям Б.И. Чувашова [1990] в гжельском ярусе он предложил выделить мартукский (=ногинскому) горизонт в верхней его части в объёме зоны *Daixina sokensis*. Авторы листа О-40-XXIX мортукскую толщу помещают под уткинской свитой, что приводит к некоторой путанице. Никаких дополнений в Легенду СУ серии по этому поводу не приведено и в соответствии с легендой СУ мы принимаем объём уткинской свиты как весь верхний карбон без мортукской толщи.

По южной рамке с подготовленным к изданию листом О-40-XXXVI сбивка в основном произведена.

В объяснительной записке приведены две схемы увязки минерагенического районирования (для доолигоценовых и олигоцен-четвертичных образований) и схема увязки нефтегазогеологического районирования.

На листе О-40-XXIX выделен Белокатайский (Восточный) потенциальный золоторудный узел, паспорт по которому не прошёл апробацию. Восточное окончание этого узла, по мнению авторов объяснительной записки листа О-40-XXIX расположено на Ревдинской площади. В пределах Ревдинской площади, в западной её части, отсутствуют

поисковые критерии и признаки золотоносности, в связи с чем на листе О-40-XXX в западной части потенциальный золоторудный узел не выделяется.

По минерагеническим зонам и узлам выполнена сбивка с листом О-40-XXXVI.

Увязка минерагенического районирования олигоцен-четвертичных образований по минерагеническим зонам и россыпным узлам при районировании россыпной золотоносности по листу О-40-XXX и листов О-40-XXIV, О-41-XIX, О-41-XXV, О-41-XXXI (второе поколение) выполнена частично, в связи с тем, что Госгеолкарты-200 были составлены до утверждения Уральской Серийной Легенды (второе поколение актуализированная), которой пользовались авторы объяснительной записки по Ревдинской площади. На листе О-40-XXXVI золотороссыпные минерагенические зоны не приведены. В остальных случаях сбивка произведена.

По схеме увязки нефтегазогеологического районирования. На листе О-40-XXIV схема увязки нефтегазогеологического районирования не составлялась. На листах О-41-XIX, О-41-XXV, О-41-XXXI нефтегазогеологические структуры отсутствуют.

В подготовке материалов к изданию и полевых работах принимали участие: Бороздина Г.Н. - к.г.-м.н., начальник отряда; Глушков А.Н. - ведущий геолог; Аноприков А.В. - геолог I категории, Исакова И.В. - геолог I категории и Григорьев В.В. (исследования метаморфизма) зав. отделом полезных ископаемых Уральского геологического музея, по договору подряда. В подготовке к изданию карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения принимал участие начальник отряда Григорьевской ГСП Останин С.Ю. При подготовке к изданию карты четвертичных образований принимала участие Михалёва Е.Н. (по договору подряда). При подготовке к изданию геологической карты дочетвертичных образований принимал участие Десятниченко Л.И. (составление разрезов, тектонической схемы и глав «Тектоника» и «История геологического развития» в объяснительную записку, сборка и редакция объяснительной записки) на договорной основе.

Петрографические исследования выполнялись собственными силами и ООО «УГЭ». Беглый просмотр шлифов выполнен Глушковым А.Н. и Григорьевым В.В., сокращённое описание шлифов выполнено Фадеичевой И.Ф. и Григорьевым В.В., описание аншлифов выполнено Александровым В.В. Выделение и определение конодонтов выполнено Бороздиной Г.Н. Палинологические исследования выполнены Трегуб Т.Ф. в Воронежском университете. Минералогические, литологические исследования и выделение монофракций выполнялись в литолого-стратиграфической лаборатории АО УГЭС и Лежепёковым М.А. Подготовка проб осуществлялась в ООО «Каминфо». Основной объём аналитических исследований выполнялся в ЦЛ ВСЕГЕИ. В ГП РАЦ г. Улан Удэ выполнены

спектрофотометрия и атомно-абсорбционный анализы. В ЦКП «Геоаналитика» ИГГ УрО РАН произведено изучение породообразующих минералов на микроанализаторе, типовой силикатный анализ, рентгеноструктурный анализ, анализ изотопного состава Sm-Nd и Rb-Sr методами метаморфических и метаморфизованных пород. В АО «ЦПГО» г. Челябинск произведено определение оксида хрома и железа.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геологосъемочная изученность

Системное изучение территории Ревдинского листа геологическими съёмками, тематическими, стратиграфическими и тектоническими исследованиями началось с 1923 г.

В период 1932-1948 гг. геологической съёмкой масштаба 1:50 000 и 1:100 000 охвачена значительная часть западного склона Урала в междуречье Чусовая – Уфа (Рис. 1).

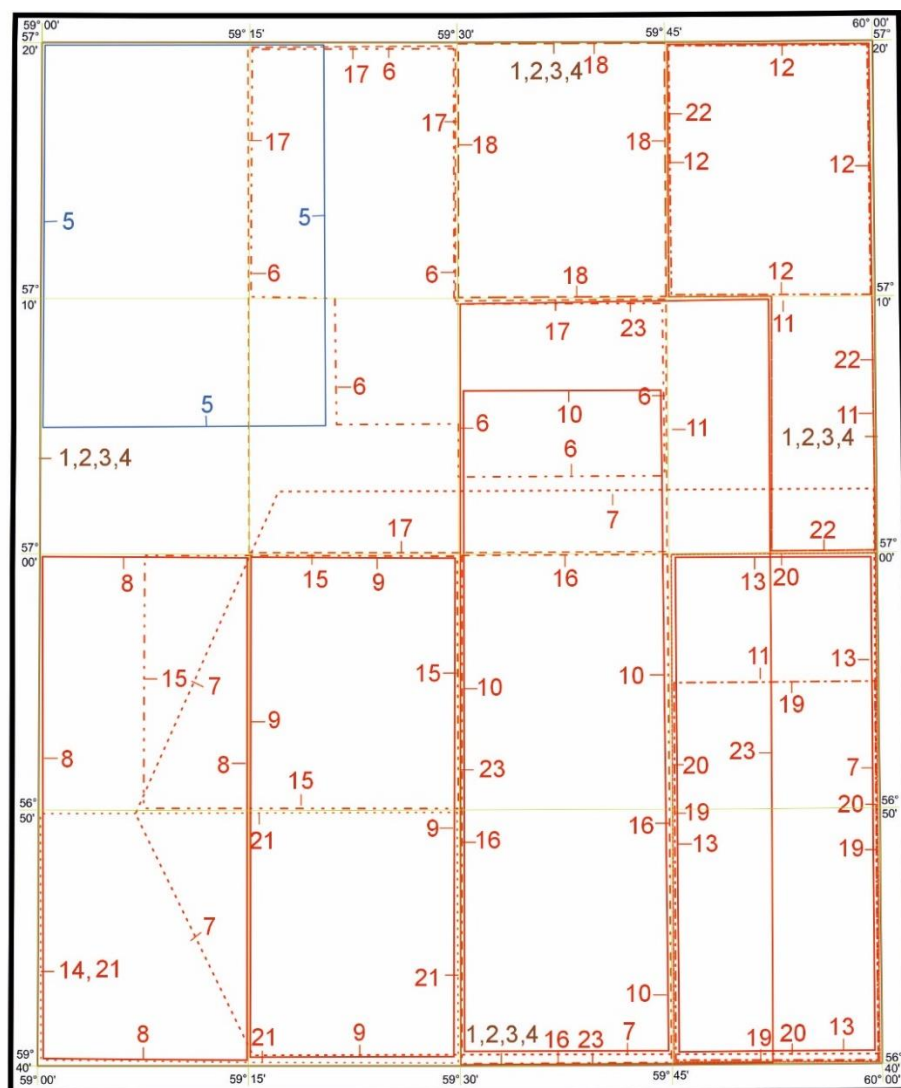
Все полученные результаты этого периода, включая материалы Д.В. Наливкина, О.Ф. Нейман-Пермяковой, М.И. Гарань, Г.А. Смирнова, сведены П.М. Есиповым на Государственной геологической карте лист О-40-XXX первого поколения.

Следующий этап исследований (1955-1968 гг.) характеризуется проведением на большей части площади ГСР-50 под руководством В.Г. Варганова, М.Е. Ненахова, К.П. Печенкина, И.С. Биянова. В результате работ были обнаружены проявления железа, меди, алюминия, редких металлов. Однако промышленных объектов, за исключением месторождений известняков, кирпичных глин и песка, выявлено не было. Достижением данного периода является выделение главных СФЗ западного склона Среднего Урала. Установлено, что границы зон фиксируются крупными надвигами.

В 1968-1983 гг. проведено ГДП-50 восточной части листа, в пределах Западно-Уральской зоны складчатости, включая большой объем геологосъемочных, поисковых, буровых работ, геофизических, петрографических и геохимических исследований (ответственные исполнители по площадям: на Кировградской – И.И. Зенков; на Нижне-Сергинской – В.Г. Варганов; на Билимбаевской – В.В. Парфёнов).

Геологический материал по состоянию на 1989 г. обобщен при подготовке к изданию Госгеолкарты-200 листов О-40-XXX и О-40-XXXVI (ответственный исполнитель Н.П. Гилева). Авторами существенно изменен возраст и контуры распространения свит в Центрально-Уральском поднятии. Большая часть метаморфических пород центральной части антиклинория отнесена к венд-кембрию. На западном крыле антиклинория выделены отложения козинской свиты нижнего ордовика, на восточном - нижнего-верхнего ордовика в составе кислянской, куртинской, шайтанской, выйской и других свит. В Бардымской зоне из состава бардымской свиты среднего-верхнего ордовика выделены фтаниты нижнего девона. Увеличена роль взбросо-надвиговых структур.

В 2001 г. составлен комплект оперативных карт геологического содержания территории Урала и Свердловской области масштаба 1:500000 под редакцией В.В. Шалагинова.



1:500 000
км 5 0 5 10 15 км

Условные обозначения



1:200 000

1 - Есипов П.М., 1947; 2- Гилёва Н.П., 1976; 3 - Гилёва Н.П. , 1989; 4 - Успенская Е.А., 2004.

1: 100 000

5 - Грайфер Б.И., 1945.

1: 50 000

6 - Эйно́р О.Л., 1935; 7 - Кузнецов Е.А., 1936; 8 - Пермяков В.В., 1940; 9 - Нейман-Пермякова О.Ф., 1941; 10 - Есипов П.М., 1941; 11 - Тресвятская Т.Г., 1945; 12 - Соболев И.Д., 1947; 13 - Тресвятская Т.Г., 1948; 14 - Варганов В.Г., 1957; 15 - Ненахов М.Е., 1958; 16 - Варганов В.Г., 1960; 17 - Печёнкин Е.А., 1961; 18 - Биянов И.С., 1963; 19 - Варганов В.Г., 1964; 20 - Зенков И.И., 1973; 21 - Варганов В.Г., 1975; 22 - Зенков И.И., 1979; 23 - Парфёнов В.В., 1983.

Рис. 1. Картограмма геологической изученности

В 2004 г. Е.А. Успенской были проведены опытно-методические работы по созданию Госгеолкарты-200 листов О-40-XXX, О-40-XXXVI. Получены новые данные по стратиграфии, тектонике, магматизму, полезным ископаемым, дано их подробное описание. Но при этом отсутствует фактический материал. Указанные карты не изданы.

В 2010-2012 гг. в зоне сочленения Русской платформы и складчатого Урала пробурена Аракаевская опорно-параметрическая скважина глубиной 5207 м. Результаты комплексных исследований параметрической скважины и околоскважинного пространства отображены в сводном отчёте 2012 г. (ответственный исполнитель Грибова И.С.).

Геофизическая изученность.

Геофизические работы, включая гравиразведку, аэромагнитные и сейсмические исследования, проводились в описываемом районе с 50-х годов двадцатого столетия с целью изучения геологического строения территории и выявления площадей, перспективных на поиски месторождений полезных ископаемых. Гравиметрической съемкой масштаба 1:200 000 охвачена вся площадь исследуемой территории (Рис. 2).

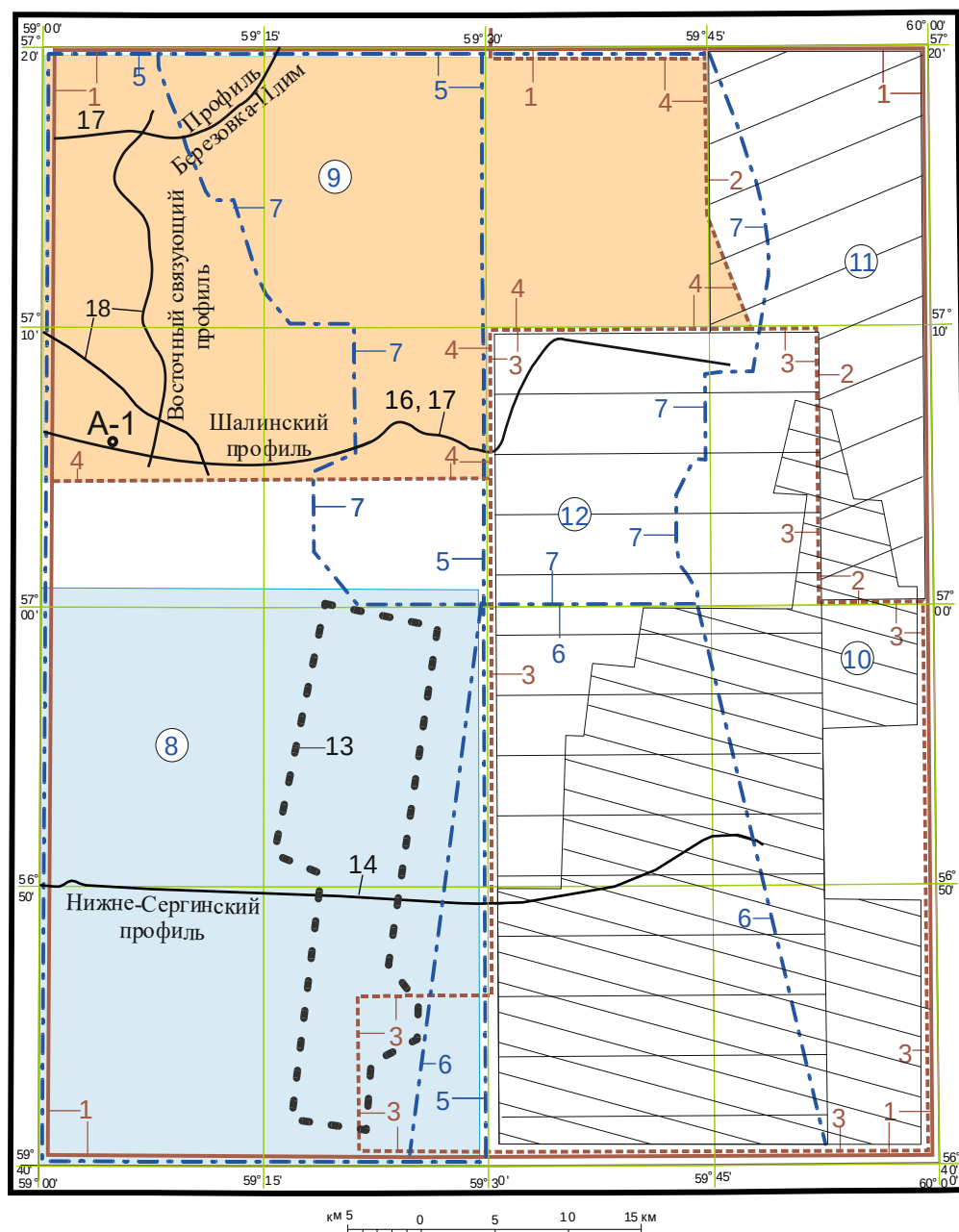
В 1975 году издана Государственная гравиметрическая карта масштаба 1:200 000 листа О-40-XXX (составитель Л.Ф. Андруховская).

Позднее при ГДП-50 в помощь геологическому картированию проведены опережающие гравиметрические съёмки масштаба 1:50 000. на Кировградской площади (М.И. Хинич, 1977 г.) и на Билимбаевской площади (В.А. Москалёв, 1983 г.). Сеть наблюдений съёмки 1000x250 м, среднеквадратические погрешности $\pm 0,13$ мГал и $\pm 0,17$ мГал. Составлены соответствующие карты аномалий поля силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя $\sigma = 2.67$ г/см³ и 2.3 г/см³.

В конце 60-х и в 70-х годов прошлого столетия аэромагнитными съемками масштабов 1:25 000 - 1:200 000 охвачен почти весь лист О-40-XXX. Съёмки, в основном, низкой и средней точности.

Аэромагнитными исследованиями, проводившимися в районе в 50-е в начале 70-х годов (В.А. Уфимцев, 1965; А.В. Чурсин, 1971), охвачена почти вся описываемая территория, но съёмки не увязаны между собой и характеризуются низкой точностью. Более поздние съёмки (С.П. Еремеев, 1976) выполнены с точностью до $\pm 4,2$ нТл.

В 1973 году по результатам ранее проведенных работ составлена и издана карта аномального магнитного поля (ΔT_a) масштаба 1:200 000 листа О-40-XXX (составитель Н.А. Гаврилова).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Участки геофизических работ и их номера по списку исполнителей:

		Гравиразведка масштаба: 1:200000 (а) и 1:50000 (б)		Аэрогеофизические исследования масштаба 1:25000 - 1:10000
		Геофизические исследования при ГДП-50 и ГСР-50		Геофизические исследования поисковых участков на железо
		Комплексные геофизические исследования Волго-Уральской НГП: а - Артинская площадь, б - район Аракаевской скважины А-1		Сейсмические профили МОГТ

- 1 - Долгих В.В., 1963; 2 - Хинич М.И., 1977; 3 - Москалёв В.А., 1983; 4 - Соколова Е.В., 2008; 5 - Уфимцев В.А., 1965; 6 - Чурсин А.В., 1971; 7 - Еремеев С.П., 1976; 8 - Чурсин А.В., 2002; 9 - Соколова Е.В., 2008, 2012; 10 - Варганов В.Г., 1960, 1964; 11 - Зенков И.И., 1973; 12 - Парфёнов В.В., 1983; 13 - Мамин Н.А., 1976; 14 - Соколова Е.В., 2002; 15 - Рыбалка А.В., 2004; 16 - Соколова Е.В., 2012; 17 - Соколова Е.В., 2012.

Рис. 2. Картограмма геофизической изученности

Наземные магнитные съёмки масштаба 1:25 000 - 1:50 000 на описываемой территории выполнялись в составе геологосъёмочных работ (ГСР) и ГДП-50, проводившихся в 60-80 годы прошлого столетия на восточной половине Ревдинского листа, в основном в пределах Западно-Уральской мегазоны, ЦУПа и Тагильской мегазоны (В.Г. Варганов, 1960, 1964; В.В. Парфёнов, 1983; И.И. Зенков, 1973), а также при поисках железорудных месторождений (Н.А. Мамин, 1976). Магнитные съёмки частично сопровождались электроразведочными исследованиями методами ВЭЗ, КЭП, СЭП, ВЭЗ, МЗ, МПЗ, ВП, МПП в связи с сопутствующими поисковыми работами на медь, железо, бокситы. Промышленно значимых рудных месторождений не выявлено.

Начиная с 2000-го года, на восточной окраине Волго-Уральской НГП, включая западную половину Ревдинского листа, проводились комплексные геофизические исследования с целью оценки потенциальных ресурсов территории и обоснования направления работ на углеводородное сырьё.

Аэромагнитная и аэрогаммаспектрометрическая съёмки, удовлетворяющие современным требованиям по точности и топогеодезическому обеспечению, выполнены в юго-западной четверти Ревдинского листа, на Артинской нефтегазоносной площади (А.В. Чурсин, 2002). По результатам съёмок построены кондиционные карты (ΔT)а, гамма-поля, содержания урана, тория, калия ($AMC = \pm 2.8$ нТл; $AGC = \pm 0.33$ мкР/ч; $K = 0.17\%$; $U = \pm 0.22 \times 10^{-4}\%$; $Th = \pm 0.38 \times 10^{-4}\%$, привязки $= \pm 23.2$ м).

В 2000-2004 годах проведены региональные сейсмические работы МОГТ на Нижне-Сергинском (Е.В. Соколова, 2002) и Шалинском (А.В. Рыбалка, 2004) профилях. В результате установлены структурные особенности сочленения Предуральского прогиба и Западно-Уральской мегазоны, выявлены палеозойские НГК, тектонически погребённые под шарьяжами Нижне-Сергинской надвиговой зоны, выделена перспективная поднадвиговая зона нефтегазонакопления. Составлено проектное обоснование опорно-параметрической Аракаевской скважины А-1 глубиной 5500 м.

В 2006-2008 годах проведены комплексные геофизические исследования в зоне Передовых складок Урала, район Аракаевской скважины (Е.В. Соколова, 2008). На площади 2600 кв. км проведены гравиметрическая съёмка масштаба 1:50000 по сети 1000×200 м, аэрогеофизические наблюдения (аэромагнитометрия, аэрогаммаспектрометрия) и сейсморазведка МОГТ по системе широтных и связующих профилей.

В процессе бурения скважины А-1 осуществлялось её сопровождение сейсморазведкой методами ОГТ, 3Д-ВСП, комплексная обработка и интерпретация данных МОГТ, ВСП и ГИС, оперативное построение глубинной геологической модели зоны тектонического сочленения ВЕП и Уральской складчатой системы (Е.В. Соколова, 2012).

Поисковая изученность.

На площади листа в 40-60-х годах XX столетия В.В. Беловым, Г.В. Голубковым, А.М. Чумаковым, Ю.М. Карышевым производились геологоразведочные работы на медь, Г.Ф. Скворцовым поисковые работы на сидериты и Бобылевым Г.Н. была исследована никеле- и кобальтоносность Верх-Нейвинского массива. В результате дана отрицательная оценка перспектив выявления промышленных содержаний меди, бурых железняков и сидеритов. Н.П. Вербицкой произведены геоморфологические исследования рыхлых мезокайнозойских отложений долин р. Чусовой от п. Билимбая до Староуткинского завода в связи с темой алмазности р. Чусовой. Была дана отрицательная оценка алмазности в долине р. Чусовая. В этот же период А.С. Таланцевым, Ю.Д. Павиным и Н.А. Юринским произведены поисковые работы на редкие металлы. Доказано существование редкометального рудного пояса, промышленных содержаний не выявлено. В это же время производились геоморфологические и поисково-оценочные работы на россыпное золото. В результате установлена золотоносность россыпей рек Чёрный и Восточный Шишим, Битимка, Макаровка и других, выделены перспективные участки Пальниковский и Битимский, а также перспективная площадь ниже по течению р. Большой Шишим.

В 70-80-е годы прошлого столетия проводились общие поисковые работы на различные виды полезных ископаемых. И.И. Зенковым установлены перспективы Ревдинского массива на медно-железо-ванадиевые руды типа волковских. Рядом исследователей (В.Г. Варганов, В.И. Брызгалов и Ю.А. Якушев) дана подробная характеристика проявлений и месторождений бокситов и дана отрицательная оценка Нижнесергинского района в целом на наличие бокситового оруденения.

Выявлено ряд проявлений полиметаллического, редкометального, медно- и железорудного оруденения.

Кошевым С.В. в 2008 г. Были проведены поисковые работы в западной части Верх-Нейвинского массива, выявлено месторождения № 219, подсчитаны запасы хрома.

Геохимическая и гидрогеологическая изученность

В период 1968-1983 гг. на площади листа при производстве геологического картирования в основных рудных районах проводились геохимические исследования, при котором основным методом было литогеохимическое опробование коренных пород. По результатам металлометрического опробования составлялись сводные карты геохимических аномалий.

В период с марта 1990 – 1991 гг. Уральская опытно-методическая геохимическая партия под руководством Юшкова Ю.Н. выполняла эколого-геохимическое картирование

почв и донных отложений на территории г. Ревда и г. Первоуральск (300 км²). Составлена карта экологической опасности исследуемых районов.

В 2020-2021 гг. проведены работы по объекту «Выполнение работ по оценке геологической, геохимической изученности и подготовке материалов по геологическому обоснованию проведения ГДП-200 в пределах листа О-40-XXX (Ревдинская площадь)» В результате проведенных исследований создана геохимическая основа листа О-40-XXX (Ревдинская площадь). Созданы базы геохимических данных по материалам работ предшественников, по материалам собственных работ.

На основе полученной информации дана прогнозно-геохимическая оценка ресурсного потенциала аномальных геохимических площадей, произведена оценка экологического состояния площади листа.

В период 1956-1974 гг. составлены гидрогеологические и гидрохимические карты под руководством Ковальчука А.И., Вострокнутова Г.А. и Герасименко Б.Н. В этих работах произведено разделение гидрогеологических подразделений, подсчитаны ресурсы подземных вод.

В период 1997-2000 гг. Б.Н. Герасименко была произведена оценка обеспеченности эксплуатационными запасами и ресурсами подземных вод населения Свердловской области.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении листа, согласно структурно-формационного районирования, участвуют образования пяти основных уровней: допозднекембрийские, позднекембрийско-каменноугольные, пермские, мезокайнозойские и четвертичные.

Допозднекембрийские образования развиты в основании Уральской складчатой системы «Западный Урал», в пределах Уфалейской и Кваркушско-Каменногорской СФЗ.

Позднекембрийско-каменноугольные образования развиты в пределах Западно-Уральской и Тагильской мегазон. В Западно-Уральской мегазоне на допозднекембрийских образованиях в разных структурно-формационных зонах с размывом залегают породы палеозоя: в Бельско-Елецкой СФЗ - от среднего ордовика до верхнего карбона и в Зилаиро-Лемвинской СФЗ - от позднего кембрия по верхний девон. В восточной части листа палеозойские образования развиты в Тагильской мегазоне от среднего ордовика по нижний девон в Западно-Тагильской и верхнего ордовика – нижнего силура в Восточно-Тагильской СФЗ.

Пермские образования развиты в Предуральской мегазоне, отвечают Соликамско-Дуванской СФЗ в пределах ассельского-артинского ярусов нижней перми.

Мезокайнозойские образования развиты на площади листа фрагментарно и представлены образованиями неогена, а также площадными и линейными корами выветривания мезозоя. Мезозой и ранний кайнозой на Урале - эпоха выравнивания и формирования кор выветривания.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

По характеру стратиграфического разреза, магматизма и метаморфизма для рифея и венда на территории листа выделяются две структурно-формационные зоны: Уфалейская и Кваркушско-Каменногорская. В Уфалейской СФЗ согласно Легенде [Шалагинов, 2002] распространены вендские метаосадочно-метавулканогенные образования указарской свиты. В Кваркушско-Каменногорской СФЗ образования верхнего протерозоя представлены карбонатно-терригенными образованиями клыктанской свиты и метаосадочными образованиями федотовской и усьвинской свит нерасчленённых, метаосадочными образованиями верхнего венда старопечнинской и перевалокской свит нерасчленённых, а также чернокаменской и усть-сылвицкой свит нерасчленённых.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Средний рифей нерасчленённый вскрыт Аракаевской параметрической скважиной в интервале 5120-5207 м (забой). Авторами отчёта условно отнесены к тукаевской свите среднего рифея. Всего отобрано 1,82 м керна. Имеющийся керн представлен розовыми и

розовато-серыми кварцитопесчаниками средне- и крупнозернистыми прослоями разнотекстурированными. Судя по шламу, в составе подразделения присутствуют прослои алевролитов [Грибова, 2012]. Авторы установили мощность подразделения 87 м. Перекрывающие образования верхнего венда нерасчленённого являются аналогом верхневендских образований Каменногорского тектонического блока. Данные подразделения показываются только на разрезе.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Клыкчанская свита (RF_{3kl}) имеет распространение в Кваркушско-Каменногорской СФЗ в основании Уральской складчатой системы «Западный Урал». На полотне карты образования свиты показаны в восточном крыле Каменногорского тектонического блока и прослеживаются в субмеридиональном направлении на протяжении 24 км от верховьев р. Билимбаевка до верховьев р. Дарья на севере. Максимальная ширина выходов свиты на широте с. Пальники по берегам р. Черный Шишим достигает 4 км и уменьшается до 0.6 - 1 км на севере и юге. Свита сложена известняками часто доломитизированными и мраморизованными с прослоями доломитов; сланцами филлитовидными с прослоями кварцевых песчаников. На исследуемой территории впервые эти образования описаны В.Г. Варгановым [1964ф], установлены и палеонтологически обоснованы отложения верхней её части. Нижняя граница свиты неизвестна. С перекрывающими образованиями усвинской и федотовской свит объединённых контакт тектонический повсеместно.

Впервые выделена в 1959 г. Б.Д. Аблизиним и другими на р. Серебрянка в устье р. Клыкчан [Аблизин, 1966ф] в составе сланцев, мраморизованных известняков, доломитов, мраморов с прослоями кварцитовидных песчаников.

Естественные выходы свиты известны по р.р. Черный и Казачий Шишим, а также по левому притоку р. Казачий Шишим на дороге от урочища Воробьи к г. Елевая. Здесь прослеживаются кварцевые песчаники, сланцы и серые, светло-серые массивные доломитизированные известняки с микрофитолитами *Ambigolamelius horridus* Z.Zhur., *Vesicularites bothydioformis* (Krasnop.), *V. reticularitus* Nar., *V. lobatus* Reitl., *Vermiculites tortuosus* Reitl., *V. irregularis* (Reitl.), *Nubecularites abustus* Z.Zhur., *Radiosus krylovi* Zabr., *Radiosus* sp., мелкие *Osagia* (определения В.Ф. Журавлевой, Л.И. Нарожных, Э.А. Ревенко), характерные для четвертого (уцкого) комплекса микрофитоцитов верхнего рифея, соответствующего нижней части кудашского горизонта.

Наиболее полные разрезы свиты прослежены по картировочным скважинам Шишимского и Кустовского профилей [Парфёнов, 1983ф]. По Шишимскому профилю, пройденному выше устья р. Казачий Шишим длиной 250 м в широтном направлении (З-В) вскрыты кора выветривания дресвяно-глинистая по филлитовидным сланцам, кварцевые

песчаники и в самой восточной части профиля под карстовыми глинисто-щебнистыми образованиями серые с пепельным или розоватым оттенком доломиты и доломитизированные известняки закарстованные.

Кустовский профиль (Рис. 3), пройденный по широтной просеке в 2 км южнее с. Пальники [Парфёнов, 1983ф], вскрыт скважинами С-257 и С-246 (Прил. 9, № 24) с запада на восток разрез клыктанской свиты представленный мраморизованными и доломитизированными пестроцветными глинистыми известняками и желтовато-белыми доломитами. Известняки имеют чёткий тектонический контакт в скв. С-250 (Прил. 9, № 19) с филлитовидными сланцами федотовской и усьвинской свит нерасчленённых. На восточном контакте свиты в опорном обнажении 3316 (Прил. 9, № 22) в небольшом карьере вскрыты доломитизированные известняки, через зону меланжа контактирующие с полевошпатовыми кварцевыми песчаниками билимбаевской толщи. И восточнее по скважинам вскрывается типовой разрез терригенной пачки билимбаевской толщи.

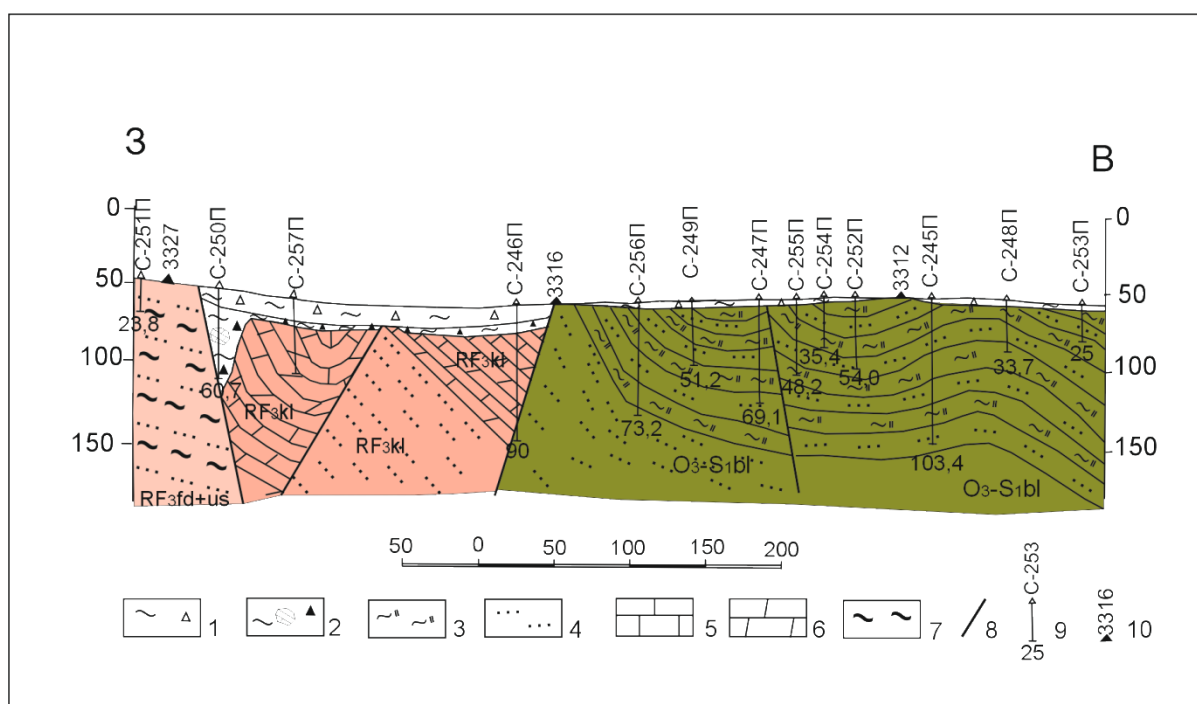


Рис. 3. Геологический разрез по Кустовскому профилю (по В.В. Парфёнову).

1 – делювиальные рыхлые образования, 2- карстовые образования, 3- глинистые сланцы с прослоями углеродисто-глинистых и малоомощных прослоев известняков мраморизованных, 4 –песчаники, 5 –известняки рифогенные и органогенные, 6 – доломиты, 7 – сланцы филлитовидные, 8 – тектонические нарушения, 9 – скважины Билимбаевской ГСП, 10 – обнажения собственных работ, RF_{3kl} образования клыктанской свиты, RF_{3fd+us} – образования федотовской и усьвинской свит объединённых, O₃-S_{1bl} – образования билимбаевской толщи.

В коренных выходах на левом берегу р. Казачий Шишим в 1,7 км выше его устья Ф.Я. Власовым собраны и определены строматолиты *Katavia karatavica* Kryl. характерные для миньярской свиты тангаурского горизонта каратавия Башкирского мегантиклинория.

Уровень метаморфизма свиты отвечает зеленосланцевой фации. Терригенные породы участками изменены до филлитовидных сланцев, известняки - до мраморов.

В гравитационном поле образованиям свиты соответствует блок высоконапряженного поля силы тяжести, ограниченный с З и В локальными градиентными зонами, свидетельствующими о тектонических контактах. По морфологии поля в восточной и западной полосах образований клыктанской свиты преобладают карбонатные образования (глинистые известняки и доломиты), а в центральной части – терригенные (сланцы и песчаники). Магнитное поле над образованиями свиты однородное. Образования свиты не имеют отчётливых дешифровочных признаков. Возраст свиты на основании определений микрофитолигов и строматолитов соответствует верхнему рифею. Общая мощность свиты 500 - 800м.

Федотовская и усвинская свиты нерасчленённые (RF_{zus-fd}). Предыдущими исследователями эти метатерригенные образования относились к нерасчленённому комплексу верхнего протерозоя, к басегской и серебрянской сериям верхнего рифея и венда [Младших, 1967], к венду [Гарань, 1969ф], к нижнему кембрию [Гилёва, 1989ф; Варганов, 1981ф, 1984ф], к верхнему рифею в составе федотовской и усвинской свит [Парфёнов, 1983ф]. Песчано-сланцевые образования слагают центральную часть Кваркушско – Каменногорской СФЗ к западу от надвига, ограничивающего распространение клыктанской свиты, от г. Липовая на юге и протягиваются широкой полосой до северной рамки листа. На полотне карты образования нерасчленённых свит распространены в пределах правых притоков р. Дарья (Вогулка, Талица) и ее среднего течения, а также правых и левых притоков р. Бол. Шишим (Осиновка, Позднечиха, Мостовая). По литературным данным разрезы свит различаются только наличием углеродистого вещества в сланцах федотовской свиты. На площади листа образования нерасчленённых свит представлены сланцами филлитовидными, переслаивающимися с песчаниками кварцевыми.

Нижний контакт с клыктанской свитой тектонический, это хорошо видно на рис. 3, где он вскрыт скважиной С-250 (Прил. 9, № 19), верхний контакт с перекрывающими вендскими образованиями тектонический, либо с несогласием перекрыт такатинской свитой нижнего девона.

Данные отложения отличаются четко выраженным ритмичным строением, хорошо выраженной слоистостью, резко несовпадающей со сланцеватостью пород, которая характеризуется устойчивыми северо-северо-западными простираниями и крутыми (до

вертикальных) углами падения. Характерные разрезы этих образований в долине р. Осиновка и в расчистках вдоль бывшей узкоколейки Коуровка – Нов. Трёка [Печенкин, 1961ф; Парфёнов, 1983ф], на западном и восточном склонах г. Елевая в районе с. Новая Трёка. Наиболее полный разрез этих образований вскрыт Кормовищенским профилем по широтной просеке от верховий р. Фаламиха на западе до верховий рр. Каменка и Билимбаевка на востоке (Рис. 4).

На рисунке скважины от С-282 (Прил. 9 № 36) по скв. С-263 вскрыли на разных глубинах образования подразделения. В скважинах С-261 – С-264 вскрыт контакт такатинской свиты юго-восточного обрамления Каменногорского тектонического блока с образованиями федотовской и усьвинской свит нерасчленённых. Контакт отчётливо несогласный.

В данном интервале и севернее в верховьях р. Билимбаевка разрез федотовской и усьвинской свит нерасчленённых сложен алевролит-глинистыми филлитовидными сланцами, на отдельных участках ленточно-слоистыми алевролитами серого, реже голубовато-серого цвета, содержащими тонкие (до 2-5 мм) прослои кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников с глинистым цементом (обн. 222 в верховьях р. Билимбаевка).

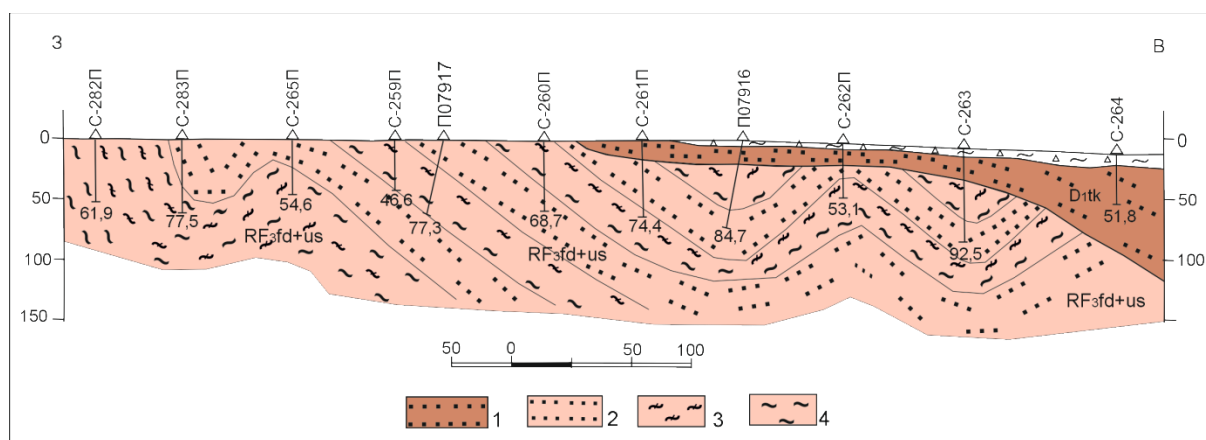


Рис. 4. Геологический разрез по Кормовищенскому профилю (по В. В. Парфёнову).

1- полевошпат-кварцевые песчаники такатинской свиты; 2-4 образования федотовской и усьвинской свит нерасчленённых; 2 – полимиктовые песчаники; 3 – углеродисто-глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 4 – филлитовидные сланцы.

Текстура пород подчеркивается наличием тонких прослоев (от 1 до 5 см) тонко- и мелкозернистых кварцевых песчаников, а также наличием мелких чешуек серицита, хлорита, углеродистого вещества. По наличию или отсутствию видимых прослоев песчаников выделяются отдельные пачки пород мощностью 15-20 м.

Уровень метаморфизма отвечает зеленосланцевой фации, отмечается биотитовая ступень.

В целом породы немагнитны. Отложения свит приурочены к слабоградиентному полю силы тяжести. При дешифрировании песчано-глинистые отложения свит образуют пониженные формы рельефа или пологоволнистую поверхность, часто заболоченную, имеют лестничный рисунок гидросети.

Сведений о находках каких-либо органических остатков не имеем. Возраст нерасчленённого стратона принят согласно Легенде СУ серии и отвечает кудашскому горизонту верхнего рифея. Общая мощность свит 600-700 м.

ВЕНД

К венду по вновь полученным данным относятся образования указарской свиты, которые распространены в Уфалейской СФЗ и достаточно хорошо изучены вкрест простирания в нескольких пересечениях с севера на юг.

К верхнему венду на Среднем Урале относится мощный комплекс терригенных пород сылвицкой серии, участвующих в строении Кваркушко-Каменногорской СФЗ. В составе сылвицкой серии выделяются старопечнинская, перевалокская, чернокаменная и усть-сылвицкая свиты. На данной территории, в связи со сложностью расчленения из-за близости литологического состава и плохой обнажённостью старопечнинская и перевалокская свиты, а также чернокаменная и усть-сылвицкая свиты являются нерасчленёнными.

Указарская свита (Vuz). Аповулканогенные сланцевые образования свиты развиты в основании Уральской складчатой системы «Западный Урал», в пределах Уфалейской СФЗ и слагают Центральнотуфалейский складчатый блок Уфалейского тектонического блока, где они протягиваются от бассейна р. Сухая Утка на юге до пос. Елань на севере в виде полосы дугообразно выгнутой в северо-восточном направлении в бассейнах среднего и верхнего течения южных притоков р. Чусовая – Петрушиха, Макаровка, Битимка, верховьев р. Черемша, севернее р. Чусовая. Протяженность ее 38 км, ширина от 2,5-4 км до 6 км. Границы свиты с перекрывающими образованиями, в основном, тектонические. Нижележащие образования неизвестны, предположительно лежит несогласно на нерасчленённых образованиях протерозоя, показанных условно только на разрезе. С запада выходы свиты ограничены Битимкинским разломом, на востоке от образований Салатимской подзоны отделены в северной части – Шайтанским разломом, а в южной части несогласно перекрыты конгломерато-песчаниковой козинской свитой.

Свита была выделена на юге Уфалейского антиклинория Г.А. Смирновым [Смирнов, 1956] в качестве метаморфизованной в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации осадочно-вулканогенной толщи с вулканитами контрастного состава. Возраст свиты тогда был принят доордовикским. На площади листа образования метаосадочно-

метавулканогенной толщи В.В. Парфёновым [Парфёнов, 1983ф] относились к битимскому вулкано-плутоническому комплексу со сложным составом, включая мигматиты, которые были позднее Е.А. Успенской [Успенская, 2004ф] выделены из состава битимского комплекса в качестве гранитоидов. Таким образом, была выделена указарская свита, а мигматиты переведены в собственно битимский комплекс умереннощелочных гнейсо-гранитов-лейкогранитов.

Образования свиты являются зеленосланцевым обрамлением Уфалейского метаморфического комплекса, располагающегося южнее территории листа, и сложены сланцами эпидот-актинолит-хлорит-альбитового и серицит-хлорит-кварцевого состава по вулканогенным породам основного и кислого состава и филлитовидными сланцами по вулканогенно-осадочным и осадочным породам; в основании разреза кварцитопесчаники с прослоями филлитовидных и серицит-кварцевых сланцев. В породах указарской свиты развиты мелкие тела гранитоидов битимского комплекса, одновозрастным с ней и дайки метагаббродолеритов кенчурского комплекса. И те и другие являются комагматами указарской свиты. Кроме того, разрез свиты осложнён малыми телами чусовского комплекса в северо-восточной части её распространения.

Наиболее полные разрезы свиты в северной её части наблюдаются в Билимбаевском щебёночном карьере и по Битимскому картировочному профилю [Парфёнов, 1983ф], пройденному в правобережье субширотного течения р. Битимка. В Билимбаевском щебёночном карьере, расположенном у западного подножия г. Тёплой (восточная окраина п. Билимбай) вскрыт очень сложный дислоцированный разрез метавулканогенных пород. В разрезе, кроме аповулканогенных сланцев основного и кислого состава, участвуют туфогенные породы с реликтовой обломочной структурой, хлорит-серицитовые сланцы, вероятно, по терригенным породам. Сланцы падают на восток довольно круто. Сланцеватость часто совпадает со слоистостью, но иногда имеет западное падение с так же под крутыми углами. Породы сложно дислоцированы с зонами смятия и дробления, часто наблюдаются дайки метагаббродолеритов кенчурского метатрондьемит-метагаббрового комплекса. Аналогичные дайки встречаются южнее карьера в железнодорожных выемках при подъезде к ст. Билимбай. К югу от Билимбаевского карьера по данным В.В. Парфёнова по Битимскому картировочному профилю разрез аналогичен изученному в Билимбаевском карьере и здесь с запада на восток установлены: переслаивающиеся хлорит-серицит-кварцевые и хлорит-альбит-серицит-кварцевые сланцы с вариациями составов с маломощными прослоями зеленых эпидот-актинолит-хлорит-альбитовых сланцев, часто с присутствием амфибола по эффузивам основного состава; кварциты, метагаббродолериты, зеленые и альбит-серицит-кварцевые сланцы мигматизированные, с

подчиненным количеством кислых эффузивов; чередование metabазальтов, туфоподобных пород и альбит-серицит-кварцевых сланцев.

На классификационной диаграмме TAS вулканогенных образований (Рис. 5), относимых В.В. Парфёновым к битимскому комплексу (указарская свита в современном понимании), фигуративные точки составов располагаются в полях базальтов и риолитов, в меньшей степени - риодацитов, что позволяет относить породы указарской свиты вслед за В.В. Парфёновым к контрастной формации.

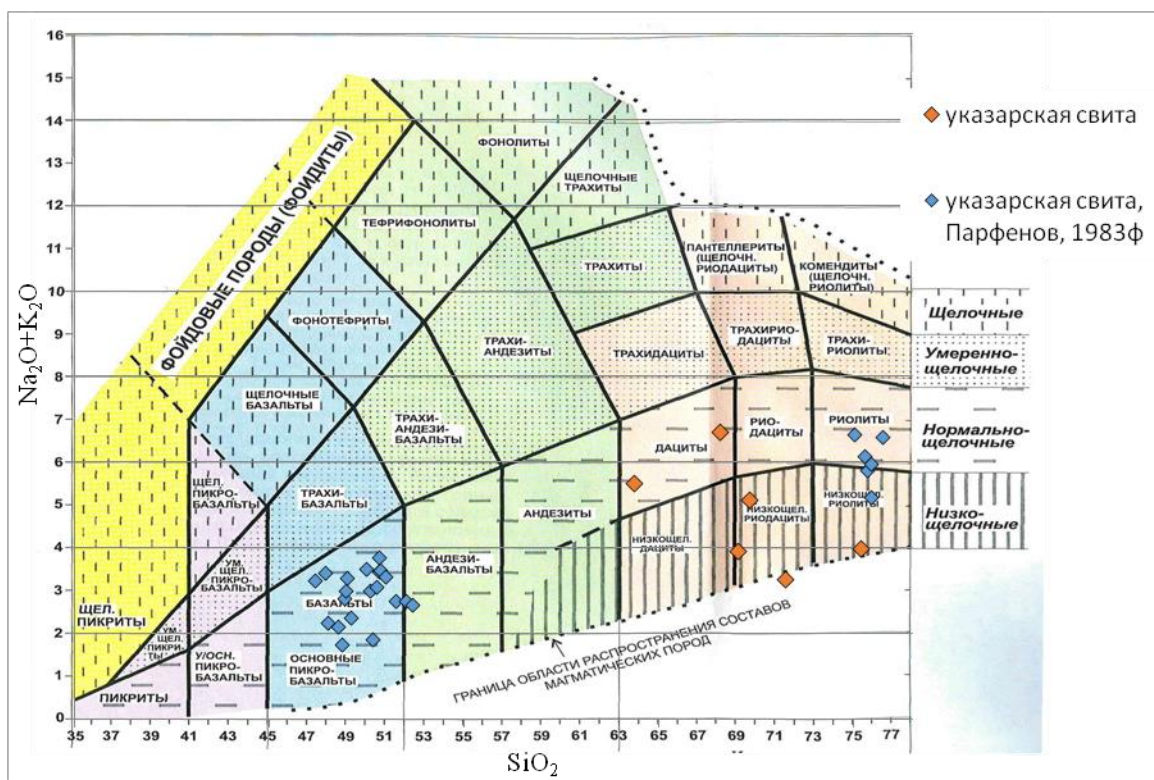


Рис. 5. Диаграмма TAS для вулканогенных образований указарской свиты (с использованием материалов В.В. Парфёнова, 1983).

В шлифах определяются сланцы *апобазальтовые* хлорит-эпидот-актинолитового состава, в которых реликты плагиоклаза размером доли мм (0,1 - 0,12 x 0,12-0,16 мм) призматической формы замещён эпидотом, пироксен уралитизирован, замещён амфиболом (сине-зелёная роговая обманка) с унаследованной короткопризматической формой. Серицита много, часто распределён по сланцеватости породы. Наряду с изменёнными metabазальтами фиксируются *вулканомиктовые?* или *туфоалевролиты?* или *туффиты* с парагенезисами эпидот+хлорит+плагиоклаз+кварц. В шлифах по этим породам отмечаются плагиоклаз, эпидот, серицит, карбонат, кварц, хлорит, апатит и чёрный рудный минерал. Скопления зерен эпидота в ассоциации с кварцем среди гранолепидонематобластовой массы с ориентированной текстурой породы, состоящей из плагиоклаз-хлорит-

эпидот-актинолитового парагенезиса, отражающего метаморфизм зеленосланцевой фации.

В южной части полосы распространения пород указарской свиты разрез её изучался в Придорожном карьере севернее р. Каменка у трассы Р-242. Здесь сланцы альбит-эпидот-актинолитового состава апобазальтовые вмещают тела гранитоидов битимского комплекса, рассматриваемого в разделе «Магматизм» и имеют с ними тектонические контакты с падением на ЮВ под углом 58° . Кислая часть разреза свиты вскрыта скв. 7 (Прил. 7, № 2) Черемшанского профиля (кern сторонних организаций), расположенной южнее и несколько восточнее карьера. Скважиной вскрыты серицит-кварцевые сланцы, которые на Рис. 5 располагаются в поле риолитов. Из сланцев выделены цирконы (проба 7/25 к югу от Придорожного карьера), точки составов которых имеют возраст – $567,4 \pm 4,7$ млн. лет при $СКВО = 0,99$ и вероятности конкордантности = 0,35 (Рис. 6). До настоящего времени на площади листа абсолютный возраст пород указарской свиты определялся К-Аг методом в ЦЛ УТГУ с большим разбросом значений возраста: 241 ± 6 ; 353 ± 2 ; 457 ± 8 и 512 млн. лет.

C-7-25-0
n=21

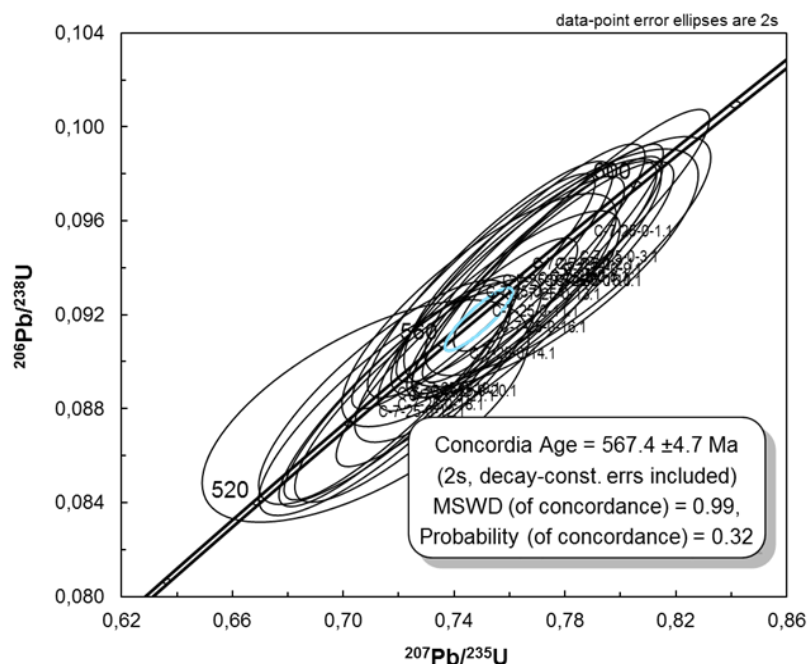


Рис. 6. U-Pb диаграмма с конкордией цирконов из кварц-серицитовых сланцев.

Риолиты и риодациты низко- и нормальнощелочные метаморфизованные до серицит-кварц-актинолитовых сланцев. Риодациты имеют лавовый облик с редкопорфировой, микро- мелкопорфировой, гломеропорфировой структурой, основная масса фельзитовая, переходная к микрогранобластовой; текстура флюидальная. Минеральный состав: кали-натровый полевой шпат с простыми двойниками нацело серицитизирован до 15%;

биотит хлоритизирован; о.м. — кварц, микролиты плагиоклаза и биотита до 10-15%, пелит по полевым шпатам, серицит по микролитам плагиоклаза, актинолит, хлорит, соссюрит. Порода частично катаклазирована. Для спектра распределения РЗЭ в этих породах характерен европиевый минимум и повышенные содержания Rb, Th, и, в меньшей мере Ba, K, U, Ta (рис. 7).

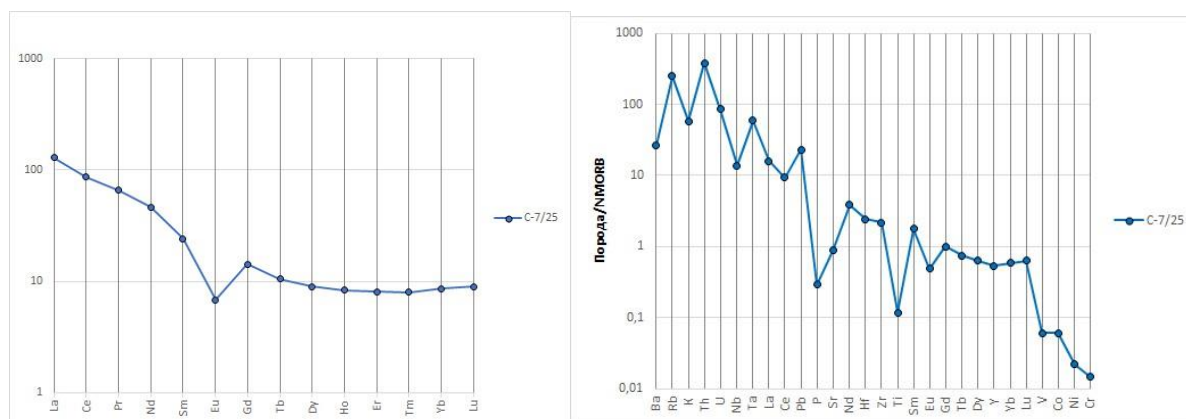


Рис. 7. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в породах указарской свиты.

В Легенде Среднеуральской серии указарская свита относилась к позднерифейским образованиям. Если принимать во внимание положение в разрезе образований указарской свиты под перекрывающими образованиями козинской свиты и приведённые ранее датировки, то наиболее оптимальным значением абсолютного возраста пород указарской свиты, является полученная нами датировка $567,4 \pm 4,7$ млн. лет, что соответствует границе раннего и позднего венда и нами принимается как вендский. В Придорожном карьере в гранитах по цирконам близкий возраст $584,9 \pm 6,7$ млн. лет. Гранитоиды и дайки долеритов, габбродолеритов, которые вмещает указарская свита, описаны в разделе «Магматизм».

Образования свиты дешифрируются по депрессионной зоне с полого-холмистой поверхностью и виргационным рисунком гидросети.

Общая мощность свиты составляет 500-1200 м.

Старопечнинская и перевалокская свиты нерасчленённые (V_2sp-pv). На исследуемой территории терригенные образования нерасчленённых свит прослеживаются с севера на юг в виде узкой полосы субмеридионального простирания в западном фланге Каменногорского тектонического блока, шириной до 1,4 км, вдоль западных склонов хр. г. Малиновая и г. Сабик на расстоянии 8 км и выклиниваются на северном склоне г. Сабик на правом берегу р. Дарья. На всем протяжении, на востоке, образования свит имеют

тектонический контакт с подстилающими усъвинской и федотовской свит нерасчленённых, на западе согласно перекрывается отложениями чернокаменной и усть-сылвицкой свит нерасчленённых. Впервые были выделены Аблизиным Б.Д., Курбацким А.М. и др. [Младших, Аблизин, 1967] старопечнинская - по кардону Старопечной, р. Сылвица, а перевалокская - по р. Большой Перевалок приток р. Межевая Утка.

На площади листа представления о строении свит получены по отдельным разрозненным выходам, наиболее хорошо эти образования изучены на участке пересечения с дорогой Староуткинск – хр. Гора Малиновая. Здесь обнажены переслаивающиеся алевролиты и аргиллиты, изменённые до сланцев серицит-хлорит-кварцевого состава зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, песчаники полевошпат-кварцевые, иногда полимиктовые. Вблизи кровли свит песчаниковая толща тонкополосчатая за счет тонкого переслаивания серых слюдистых песчаников (до 1 см) и черных углеродистых алевролитов (до 1-2 мм). В целом разрез нерасчленённого стратона довольно однообразный.

Возраст определяется комплексом микрофассилий и эдиакарской фауной позднего венда к северу от изучаемой площади. Мощность отложений свит достигает 750 м.

Чернокаменная и усть-сылвицкая свиты нерасчленённые (V₂čk-us). Терригенные образования свит протягиваются узкой полосой в западной части Западного складчатого блока Каменногорского тектонического блока от северной рамки и выклиниваются немого южнее р. Большой Шишим после впадения в него р. Осинówki. На западе отложения свит со стратиграфическим несогласием перекрываются такатинской свитой нижнего девона, унаследуют простираание нижележащих образований, залегаая на них согласно.

Образования свит выделены Аблизиным Б.Д., Курбацким А.М. и др. [Младших, Аблизин, 1967] чернокаменная - по урочищу Чёрный Камень, р. Сылвица, а усть-сылвицкая в устье р. Сылвицы приток р. Чусовой в составе ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов.

Для нерасчленённого стратона характерно тонкоритмичное переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаников. Флишoidный характер их строения подчеркивается наличием в подошве алевролитов и песчаников различных иероглифов, а также градационной слоистости.

На территории листа часть разреза свит хорошо обнажена на левобережье р. Дарья, где отмечается ритмичное чередование алевролитов и песчаников серо-зеленого и зеленого цвета. Преобладающие породы – алевролиты (мощность отдельных слоев от 5 см до 20-30 см). Алевролиты тонкослоистые, листоватые, иногда плитчатые. Песчаники мелкозернистые полимиктовые кварц-полевошпатовые с примесью обломков слюды и

черных аргиллитов. Подобный разрез прослеживается от контакта с нижележащими образованиями на протяжении 800 м, при общем моноклиномальном залегании пород и падении в северо-восточных румбах (преобладающие Аз. пад. 50° , угол $45-55^\circ$) и составляет синклинальную складку, опрокинутую на запад.

Часть разреза свит хорошо обнажена в северо-западной области ее распространения. Здесь к западу от дороги Староуткинск - хр. гора Малиновая и на западном склоне г. Сабик в подрезах склона обнажается пестроцветная толща ритмичного чередования вишнево-красных плитчатых (филлитовидных) аргиллитов, алевролитов и буровато-красных мелкозернистых слюдистых полимиктовых песчаников (видимая мощность до 70-100м). Эта толща, обогащенная гидроокислами железа, вниз по разрезу (у дороги) постепенно сменяется фисташковыми и зеленовато-серыми, серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками. В разрезе отмечается смена двухкомпонентной толщи флишеидных образований аргиллитов и алевролитов на трехкомпонентный флиш. При этом доля прослоев песчаников в основании ритмов возрастает вверх по разрезу. Практически такой же разрез прослежен на южном окончании распространения свит на Трёкинском участке (Рис. 8). Типовой разрез нерасчленённых свит на рисунке прослежен по линии шурфов. Шурфами Ш-1052- 1054 прослежены ритмично переслаивающиеся алевролиты и песчаники (Прил. 9 № 13). Здесь контакт с такатинской свитой осложнён наличием бурых железняков, свидетельствующих о латеритных континентальных условиях в кембрийско-силурийский промежуток времени. Метаморфизм образований свиты соответствует зеленосланцевой фации.

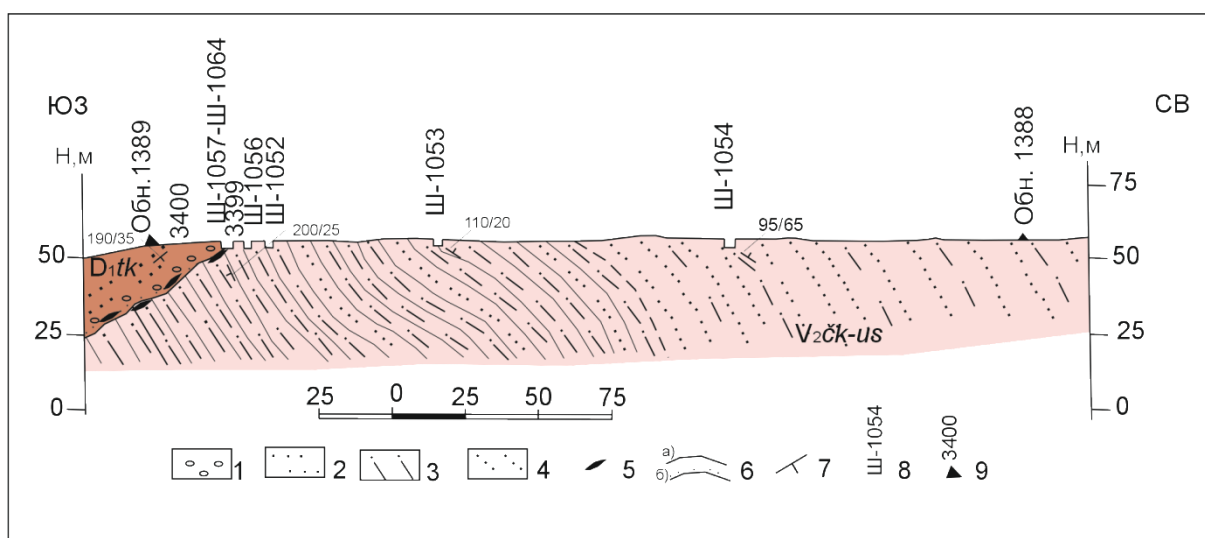


Рис. 8. Геологический разрез вендских образований на Трёкинском участке

1, 2 образования такатинской свиты 1 – гравелиты, 2 – песчаники полевошпат-кварцевые; 3, 4 образования чернокаменской и усть-сылвицкой свит нерасчленённых 3 – алевролиты и аргиллиты т-серые и красновато-серые, 4 – песчаники полимиктовые; 5 – бурые железняки; 6 – границы а) достоверные, б) стратиграфическое несогласие; 7 – элементы залегания, 8- шурфы Билимбаевской ГСП, 9 – обнажения собственных работ.

Вендский возраст нерасчленённых свит определяется находками фауны эдиакарского типа на соседней к северу территории (лист О-40-XXIV).

Максимальная мощность разреза свит достигает 350м.

ПАЛЕОЗОЙ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ (?) – ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования верхнего кембрия – нижнего ордовика составляют нижние части разрезов в Нижнеуфалейской и Салатимской подзонах Зилаиро-Лемвинской СФЗ в составе двух свит козинской и саранхапнёрской.

Козинская свита ($\text{Є}_3\text{--O}_1\text{Kz}$). На площади листа образования свиты распространены в составе нижней части разреза Нижнеуфалейской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ Западно-Уральской мегазоны, составляют Центральноуфалейский складчатый блок Уфалейского тектонического блока, протягиваются от южной рамки, где их максимальная ширина составляет около 8 км, до широты г. Белой, где резко сужаются и срезаются субширотным нарушением. В полосе распространения свиты находятся верховья рек Сухая Утка, Цыбиха и нижнее течение р. Черная от её широтного излома. С запада свита со стратиграфическим несогласием перекрывает образования указарской свиты, с востока ограничена Шайтанским разломом. Терригенные отложения, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, впервые описаны под названием шунутской и козинской толщ кембрийского возраста в основании метаморфической серии - «М» Уфалейской структуры [Есипов, 1948ф]. Свита выделена В.Г. Варгановым [Варганов, 1964ф], но первоначально в её состав входили «порфиритоиды» и зелёные сланцы, впоследствии переведённые в указарскую свиту, а в козинской свите были оставлены лишь терригенные породы с фауной в стратотипе нижнеордовикских (тремадокский ярус) брахиопод: *Tritoechia lermontjvae* (Lessn.), *T. subkolichae* Petrov, *T. kodymi* Havl. [Варганов, 1970ф; стратиграфические схемы, 1993; Анцыгин, 1980ф; Варганов, 1981ф; Гилёва, 1976ф]. Стратотип свиты находится за южной рамкой листа к СВ от п. Верхние Серги на правом берегу р. Кози у устья руч. Куковнина.

Образования козинской свиты смяты в систему кулисообразных сжатых складок, линейно вытянутых в субмеридиональном направлении и запрокинутых на запад. Углы падения на крыльях складок изменяются от 35-40° до 60-80°.

На площади листа типовые отложения свиты, для которых характерны тонкокластические породы, распространены по западному склону водораздела г. Гладкая до широты

ст. Ильмовка. Типовой разрез свиты представлен песчаниками кварцитовидными, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми с прослоями слюдисто-кварцевых сланцев, в основании гравелиты и конгломераты. Наиболее полный разрез отложений свиты прослежен в ж/д выемке у ст. Дидинский тоннель. Здесь с запада на восток на протяжении 1170 м прослежен сложно переслаивающийся разрез кварцитопесчаников, гравелитов, полевошпат-кварцевых, кварцевых песчаников, серицит-кварцевых сланцев, осложнённых многочисленными зонами тектонических нарушений, зонами рассланцевания и прорванных дайками различной мощности умереннощелочных гранит-порфиров козлинского комплекса.

Основные породы: *кварцитопесчаники* – светлоокрашенные, часто рассланцованные. Состав обломков преимущественно кварцевый. Структура – лепидогранобластовая, обычно гетеробластовая за счёт разного размера зерен. Цемент – перекристаллизован в кварцевый и серицит-кварцевый агрегат. По размерности выделяются мелкозернистые, среднезернистые, крупнозернистые и гравелитистые разности. *Гравелиты* и *мелкогалечные конгломераты* отличаются лишь размером зёрен кварца и присутствием обломков мозаичного кварцита. *Серицит-кварцевые сланцы* развиваются по алевролитам, характеризуясь лишь повышенным по отношению к песчаникам количеством серицита, иногда присутствием гидрослюда.

В цементе конгломератов, кварцитопесчаников и сланцев свиты повсеместно отмечаются зерна магнетита и мартита, иногда достигающие значительной концентрации. Кроме того, почти во всех частях разреза свиты получили развитие метасоматически изменённые породы серицит (мусковит)-альбит-кварц-карбонатного (железистый карбонат) состава, иногда появляется биотит. Наибольшее распространение они получили в полосе Гладкинского и Ильмовских проявлений, у ст. Дидинский тоннель. Кварцитопесчаники козинской свиты отличаются от кварцитопесчаников и кварцитов саранхапнёвской свиты резко повышенным содержанием бария и пониженным марганца. В целом метаморфические преобразования пород свиты не выше уровня зеленосланцевой фации с парагенезисами кварц+альбит+ серицит+хлорит. Эдукт метаморфизованных пород определяется по диаграмме $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ – $(\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O})$ реконструкции терригенных пород. Фигуративные точки химического состава литологических типов пород свиты (Рис. 9) ложатся в поля кварцевых песчаников (I), олигомиктовых песчаников (II), полимиктовых (III) и аркозовых песчаников (IV)

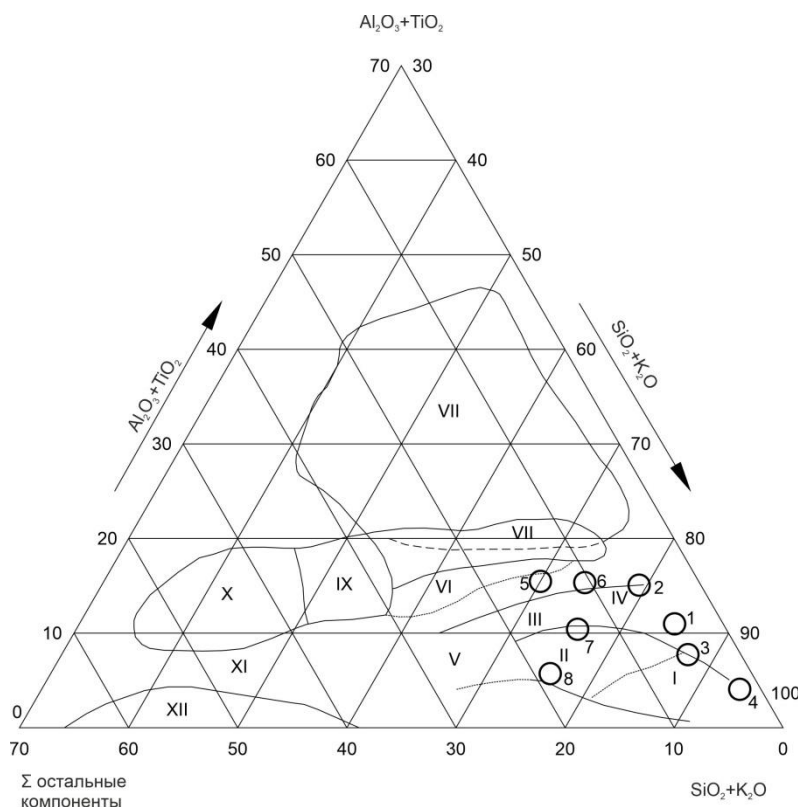


Рис. 9. Диаграмма $(\text{Al}_2\text{O}_3+\text{TiO}_2)$ - $(\text{SiO}_2+\text{K}_2\text{O})$ реконструкции терригенных пород козинской свиты.

Условные обозначения: I – кварцевые песчаники, кварциты; II – олигомиктовые песчаники, кварцитопесчаники; III – полимиктовые песчаники; IV – аркозовые песчаники; V – известковистые песчаники; VI – слабо дифференцированные осадки: а) граувваки, б) полимиктовые алевролиты, в) песчаники с глинистым цементом; VII – умеренно дифференцированные глины; VIII – сильно дифференцированные глины; IX – карбонатные и железистые глины; X – мергели; XI – кремнистые мергели; XII – железистые кварциты; 1-8 пробы из разреза «Дидинский тоннель»: 1-4013-10, 2-4013-18, 3-4013-14, 4-4013-7, 5-4013-5, 6-4013-6, 7-4028-1, 8-4028-2.

Терригенные образования козинской свиты с мелкими телами умереннощелочных гранит-порфиров дешифрируются по сильно расчленённому холмисто-увалистому рельефу с виргационным рисунком гидросети.

Непосредственно на площади фаунистически охарактеризованных образований козинской свиты не встречено, возраст принимается согласно Легенде и опирается на определения брахиопод тремадока на смежной к югу территории. Общая мощность свиты составляет 700-900 м.

Саранханнёрская свита ($\text{Є}_3\text{--O}_{1sr}$). Терригенные образования свиты протягиваются узкой линзовидной полосой вытянутой в северо-северо-восточном направлении от широты Билимбая на севере и до верховьев р. Чёрной на юге. Наибольшая ширина распространения пород свиты составляет более 4 км севернее Хомутовского массива. Взаимоотношения с образованиями козинской и указарской свит тектонические, границей являются Шайтанский разлом восточного падения. С хомасьинской свитой контакт

постепенный через переслаивание кварц-карбонат-альбит-хлоритовых, углеродисто-мусковит-кварцевых сланцев, кварцитопесчаников серых до тёмно-серых часто с углеродистым веществом и светло-серых серицит-кварцевых сланцев.

Свита выделена К. А. Львовым в 1959 г. на г. Саранхап-Нёр (восточный склон Приполярного Урала) как латеральный аналог тельпосской свиты.

Её образования залегают в восточной части Уфалейского тектонического блока и составляют Восточноуфалейский складчатый блок. Входят в состав Салатимской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Обнаженность территории слабая. Образования свиты прослежены в северной части в Динасовых карьерах, в подрезах трассы Р-242 и в единичных коренных обнажениях по берегам рек: правым притокам р. Шайтанка и Большая Пузаниха. В составе саранхапнёрской свиты отмечаются кварцитопесчаники с прослоями углеродисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, сланцы филлитовидные серицит-кварцевого и альбит-хлорит-кварц-серицитового состава. Внизу метагравелиты и метаконгломераты полевошпат-кварцевого состава. Породы интенсивно дислоцированы, часто превращены в бластомилониты.

Обломочный материал *конгломератов* представлен кварцем, плагиоклазом, иногда гранитоидами, размеры галек до 10 см, содержание до 30 % породы. Метагравелиты и метापесчаники имеют сходный состав.

Практически на всём протяжении образования свиты прорваны телами граносиенитов, гранит-порфиров хомутовского комплекса.

Фация метаморфизма зеленосланцевая. Возрастной диапазон формирования саранхапнерской свиты принят в соответствии с Легендой. Мощность саранхапнерской свиты 500-700 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовика на исследуемой территории представлены всеми отделами и распространены в пределах Западно-Уральской мегазоны, Зилаиро-Лемвинской СФЗ в составе которой выделяются Нижнеуфалейская и Салатимская подзоны, а также в Тагильской мегазоне соответственно в Западно-Тагильской СФЗ.

Хомасьинская свита ($O_{1-2}hm$) участвует в строении Зилаиро-Лемвинской СФЗ Салатимской подзоны. На территории листа метавулканогенно-осадочные образования свиты слагают восточную (Восточноуфалейский складчатый блок) часть Уфалейского тектонического блока, прослеживаются узкой субмеридиональной полосой от широты д. Починок на севере и до субширотного изгиба среднего течения р. Чёрная на юге в лежащем

боку Главного Уральского разлома. На участке от Хомутовка-2 и до широты г. Первоуральска со слабым ССВ изгибом. С нижележащими образованиями контакт согласный стратиграфический, восточный контакт срезан Главным Уральским разломом.

Свита выделена К.А. Львовым в 1959 г. на восточном склоне Приполярного Урала (р. Хомась-Ю) как возрастной аналог хыдейской свиты Полярного Урала. Комплексы, представляющие эту свиту, протягиваются полосой субмеридионального направления через всю территорию Приполярного Урала и далее распространяются на Северный Урал. На Среднем Урале латеральным аналогом хомасьинской свиты была пальничнинская свита, которая впоследствии была упразднена.

Разрез свиты сложен сланцами хлорит-альбит-кварцевого, углеродисто-хлорит-серицит-кварцевого состава с прослоями кварцитовидных песчаников, аповулканогенными сланцами эпидот-хлорит-альбитового, стильпномелан-альбит-эпидот-хлоритового состава с тонкими прослоями мраморизованных известняков. На площади листа данные образования В.В. Парфёновым относились к шайтанской свите среднего ордовика [Парфёнов, 1983ф], а ранее В.Г. Варгановым к средней и верхней толще кислянской свиты позднего протерозоя [Варганов, 1964ф].

Образования свиты изучались нами в нескольких широтных пересечениях: по р. Чусовой вблизи устья р. Крутой Лог, у ст. Подволошная, в подрезах трассы Р-242, в ж/д выемках от ст. 1599 км до ст. Емелино, в районе п. Гусевки и по р. Большая Пузаниха.

Разрезы с большим количеством аповулканогенных пород наблюдались по правому берегу р. Чусовой выше устья Крутого Лога в береговых обнажениях вскрываются пере-слаивающиеся зелёные сланцы переменного хлорит-серицит-альбит-кварцевого, серицит-хлорит-альбит-кварцевого, серицит-хлорит-альбитового и серицит-хлорит-кварцевого состава с биотитом и стильпномеланом с прослоями мусковитовых кварцитопесчаников.

Все породы падают на восток с углами падения сланцеватости от 30 до 65°. Породы часто содержат карбонат и вкрапленность магнетита и титанита. Близкий к этому разрез описан нами по левому берегу р. Чусовой (Обн. 3044) ниже устья Шайтанки у Птицефабрики. Здесь в скальных выходах наблюдается чередование серицит-альбит-хлоритовых, хлорит-серицит-альбит-кварцевых, серицит-хлорит-альбитовых и эпидот-серицит-хлорит-альбитовых сланцев с пачками в виде прослоев туфосланцев эпидот-хлорит-альбитовых с порфиробластами альбита. Все породы карбонатизированы и содержат вкрапленность магнетита и в большом количестве титанита. Сланцы падают на восток с углом 55-85°.

Разрез у ст. Подволошная (Рис. 10) в обн. 4001 (Прил. 9 № 54) однообразный и представлен переслаивающимися кварц-серицит-хлоритовыми и кварц-хлорит-карбонат-эпидотовыми сланцами с прослоем известняка мраморизованного, залегающего согласно со сланцеватостью. Далее эти сланцы содержат прослои апотуфовых сланцев с тeneвыми кластическими структурами и вкрапленностью титанита. В *метатуффилах* плагиоклаз в виде порфиробласт в альбитовой массе со слюдяным материалом, нередко гломеропорфировые кристаллокласты. Разрез осложнён большим количеством кварцевых и кварц-карбонатных жил и зонами рассланцевания до милонитов. Из известняка Г.Н. Бороздиной выделены и определены конодонты среднего ордовика *Drepanoistodus* sp., *Oneotodus* aff. *mitratus* Moskalenko, *Pigodus* aff. *serrus* Bergström. Разрез отличается от разреза палеонининской свиты (ныне упразднённой), описанной на р. Большая Косьва [Бороздина, 2010] только меньшим количеством известняков, в остальном разрез у станции Подволошная практически повторяет верхнюю часть разреза по р. Б.Косьва. Подобный разрез без известняков изучен нами у д. Гусевки. Для реконструкции первичного состава метаморфизованных пород использовалась диаграмма Предовского А.А. (Рис. 11). Точки составов метаморфических пород, вынесенные на дискриминационную диаграмму А.А. Предовского (1971 г.) распадаются на три группы: I – поле кислых вулканогенно-осадочных пород (проба 1); II – поле средних вулканогенно-осадочных пород полимиктового состава; III – туффииты основного и смешанного состава.

Аповулканогенные сланцы по андезибазальтам имеют сланцеватую текстуру, нематогранобластовую, нематолепидобластовую структуру. Пироксен замещён цоизит-эпидотовым агрегатом, который образует субизометричные сростки размером 0,15-0,2 мм вытянутых в одном направлении. Основная масса замещена актинолит-хлоритовым агрегатом.

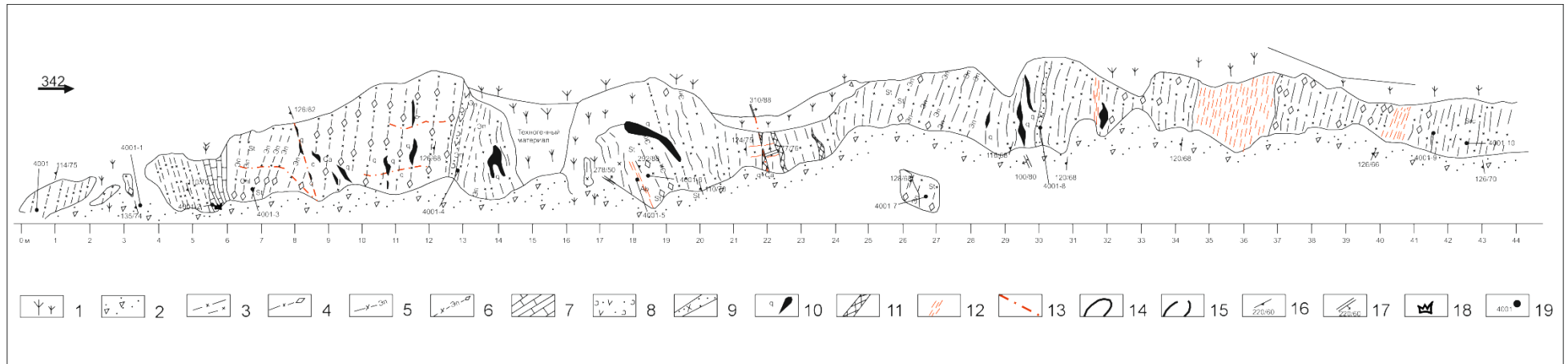


Рис. 10. Геологический разрез хомасьинской свиты у ст. Подволошная.

1 – почвенно-растительный слой; 2 – обломочные делювиальные отложения; 3 – сланцы кварц-серицит-хлоритовые; 4 – сланцы кварц-хлоритовые с карбонатом; 5 – сланцы кварц-хлорит-серицитовые с эпидотом; 6 – сланцы кварц-хлорит-карбонат-эпидотовые; 7 – известняк мраморизованный; 8 – сланцы апотуфовые; 9 – кварцитопесчаники; 10 – кварцевые жилы; 11 – кварц-карбонатные жилы; 12 – зоны интенсивного рассланцевания; 13 – отдельные трещины; 14 – контакты наблюдаемые; 15 – контакты предполагаемые; 16 – элементы залегания сланцеватости; 17 – элементы залегания отдельных трещин; 18 – места находок конодонтов; 19 – места отбора шифров, образцов, проб.

Присутствие углеродистого вещества в целом по разрезу свиты крайне неоднородно. Прослои углеродистых серицит-кварцевых сланцев есть и в вулканогенно-осадочной и в существенно терригенной частях разреза. В целом, породы тёмно-серого, серого и зеленовато-серого цвета.

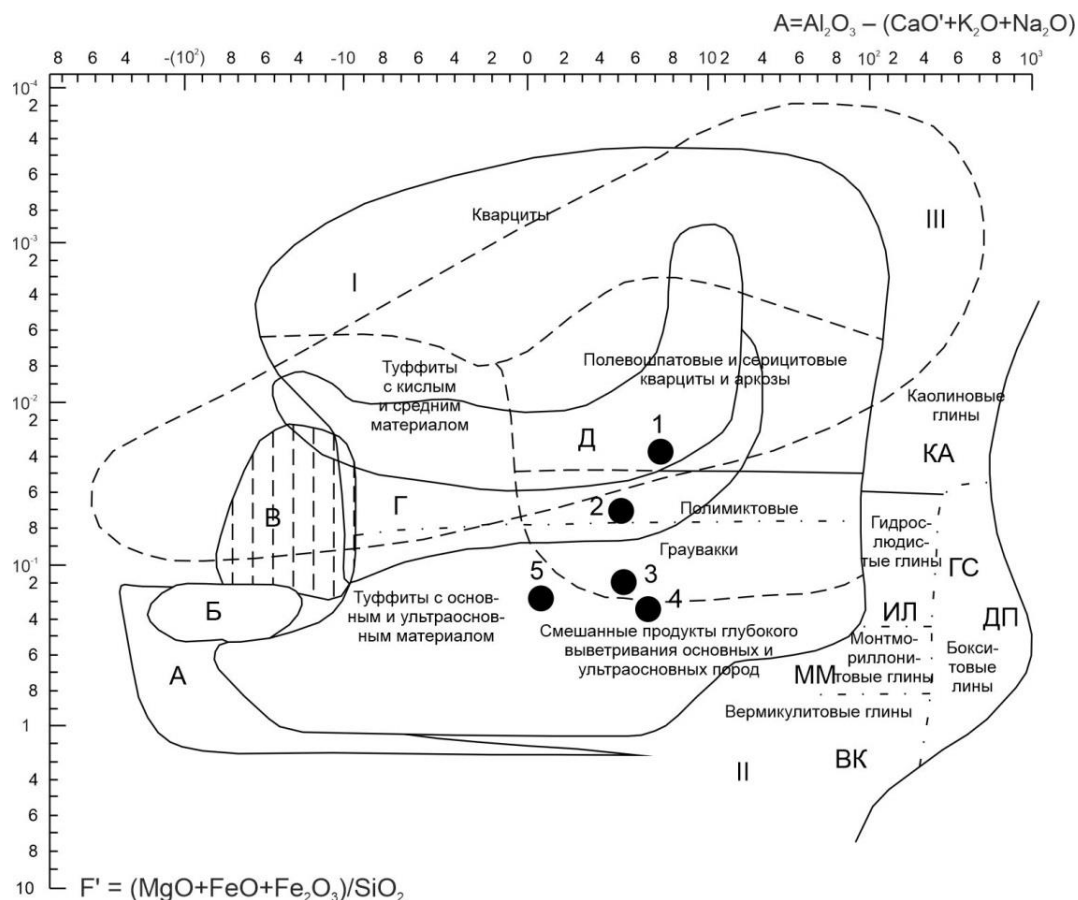


Рис. 11. Дискриминационная диаграмма А.А. Предовского (1971 г.) для реконструкции первичного состава метаморфических пород хомасьинской свиты обн. 4001

1- углеродисто-слюдистый сланец, 2- аповулканогенный сланец,

3 и 4- алевритовый сланец, 5- аповулканогенный сланец.

Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I – зернистых, II – пелитовых, III – силицитовых.

Поля интрузивных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород:

A – ультрабазитов, B – основных, В – щелочных, Г – средних, Д – кислых.

Уровень метаморфизма зеленосланцевый с парагенезисами актинолит+эпидот+хлорит+альбит±серицит±кварц±карбонат. Породы сильно тектонизированы: рассланцованы, катаклазированы и милонитизированы.

Образования свиты создают в поле силы тяжести общее повышение потенциала, на фоне которого прослеживается ряд локальных аномалий, вероятно, являющихся очагами максимального развития вулканитов. Магнитное поле довольно неоднородное, выделяются интенсивно напряженные зоны субмеридионального простирания, соответствующие, скорее всего, участкам обогащенным магнетитом. Возраст соответствует нижнему-

среднему ордовика по отстройке разреза и полученным нами новым данным по конодон-там. Общая мощность разреза свиты составляет 300-500 м.

Малыгинская свита (O_{2-3ml}). Метавулканогенно-осадочные образования свиты участвуют в строении Уфалейского тектонического блока в составе Билимбаевской дислокационной зоны, ограниченной с запада Сухореченским, а с востока Битимкинским разломами и входят в состав малыгинского вулканического комплекса. Породы свиты слагают верхнюю часть разреза Нижнеуфалейской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ и принадлежат к малыгинскому вулканическому комплексу. На площади листа образования свиты прослеживаются в виде двух узких полос, обрамляя тектоническую пластину образований Улсовско-Висимского района Иргизлинско-Карской подзоны. Западная полоса протягивается от р. Бакина, а восточная полоса от широты п. Черемша до ст. Ильмовка, затем эти две полосы сливаются от верховий р. Утка и до южной рамки. От д. Битимка и в северо-восточном направлении до широты д. Елани малыгинская свита прослеживается в виде разрозненных тектонических пластин, чередуясь с тектоническими пластинами образований Улсовско-Висимского района Иргизлинско-Карской подзоны. Образования свиты изучены практически на всём её протяжении. С подстилающей козинской свитой контакты практически не вскрыты, кроме стратотипа за южной рамкой и у южной рамки, которые тектонические, перекрывающие образования не известны.

Малыгинская свита была выделена В.Г. Варгановым из состава билимбаевской свиты в составе метаморфизованных базальтов и их туфов, альбит-хлорит-актинолитовых сланцев, кварцевых и карбонатно-кварцевых песчаников в переслаивании с хлорит-серицит-карбонатными сланцами с прослоями известняков, содержащих криноидеи *Hemicosmites* (?) *vajgatchensis* (Yelt. et Stuk.) и *Pentagonocyclicus* cf. *jevensis* Yelt. (определения В.С. Милициной) среднего-верхнего ордовика и мшанками *Hemiphragma* sp., *Diplotrypa petropolitana macropora* Modz. (определения Е.А. Модзалевской) среднего ордовика [Варганов, 1960ф, 1968ф]. Стратотип свиты В.Г. Варгановым установлен на р. Серга в районе устья р. Малыгиной и в её нижнем течении за южной рамкой листа. Остальная часть разреза была оставлена в билимбаевской свите, ранее относимой М.И. Гаранем к отложениям протерозоя [Гарань, 1969ф], а Г.А. Смирновым и П.М. Есиповым к среднему-верхнему ордовика [Смирнов, 1956; Есипов, 1946ф]. Также часть разреза билимбаевской свиты, характеризующаяся присутствием в ее составе метавулканитов, описывалась В.Г. Варгановым под названием бойцовской толщи [Варганов, 1964ф], Н.А. Маминым – бойцовской свиты [Мамин, 1982ф]. На полотне карты 1:50000 масштаба Билимбаевской площади [Парфёнов, 1983ф] образования, относимые нами к малыгинской свите, показаны как O_2 в составе кварцевых песчаников, филлитовидных сланцев, базальтов,

трахидацитов, туфов, туффитов, туфопесчаников с прослоями известняков и доломитов с фауной карадока. В.В. Парфенов [1983ф] выделял вулканогенные образования, входящие в состав малыгинской свиты в черемшанский комплекс. Он отмечает, что комплекс изучен недостаточно ввиду его слабой обнаженности. Так практически нигде не наблюдались нижние границы лавовых потоков базальтоидов, не установлены достаточно определенно формы и размеры субвулканических тел, а также взаимоотношения кислых субвулканических образований и базальтоидов. На геологической карте ГДП-50 [Парфенов, 1983ф] условно принято, что базальтоиды прорываются более кислыми субвулканическими разностями.

На площади листа разрез свиты следующий: базальты умереннощелочные, трахиандезибазальты, часто изменённые до зелёных сланцев, песчаники, мраморизованные известняки, туффиты. С метавулканитами умереннощелочного состава тесно связаны субвулканиды трахидацитов, трахириодацитов и трахириолитов, располагающиеся цепочкой небольших вытянутых тел, как в западной, так и в восточной полосах распространения свиты. Для свиты характерны фациальные изменения по вертикали и латерали, связанные с неравномерным распределением в составе существенно терригенных толщ, вулканогенных образований и карбонатных пород. В зависимости от фациальных изменений в составе свиты можно выделить карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные части разреза.

Существенно терригенная часть разреза отмечается в западной полосе распространения образований свиты. Здесь они представлены в основании разреза толщей (150-200 м) серых кварцевых и кварцитовидных разномышечных песчаников с подчиненными им кварцевыми мелкогалечными конгломератами, гравелитами и серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами. Толща песчаников вверх по разрезу сменяется филлитизированными глинистыми сланцами с прослоями известняков, аналогичных породам разреза в стратотипе.

Между всеми разностями пород существуют фациальные переходы. При этом общей закономерностью является увеличение объема полимиктовых и кварцевых песчаников в западном направлении, а филлитовых разностей в восточном направлении. Количество вулканогенных пород в разрезе свиты заметно увеличивается в северном направлении.

Наиболее полный разрез вулканогенно-терригенных образований вскрыт линией шурфов Билимбаевской ГСП [Парфёнов, 1983ф] к северу от реки Расковалихи (Рис. 12).

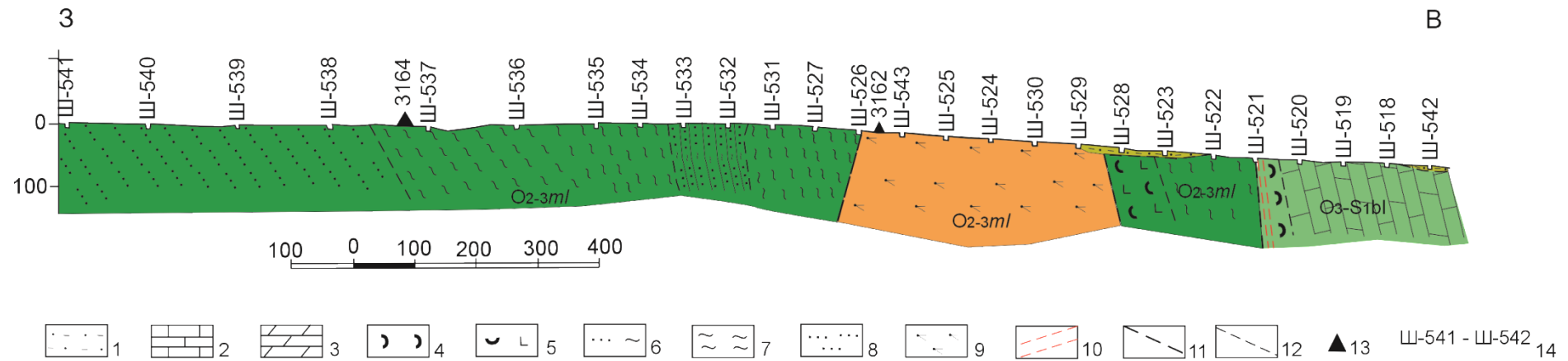


Рис. 12. Геологический разрез вулканогенно-осадочной части образований малыгинской свиты к северу от р. Расковалиха

1 – делювиальные четвертичные отложения; 2-4 образования билимбаевской толщи: 2- известняки т-серые, 3 – доломиты, 4 – туф-фиты; 5-9 образования малыгинской свиты: 5-туфы базальтов 6- рассланцованные слюдистые песчаники, 7- зелёные аповулканогенные сланцы переменного состава, 8 – кварцевые песчаники до кварцитов, 9 - субвулканические образования трахириодацитов; 10 - милониты, катаклазиты; 11 – тектонические нарушения предполагаемые; 12 границы предполагаемые; 13 коренные обнажения по собственным работам;

14 – линия шурфов, пройденных Билимбаевской ГСП (Парфёнов, 1983 г.)

Здесь в шурфе 541 (Прил. 9, № 58) песчаники кварцевые, кварцитовидные, разнозернистые с маломощными прослоями углеродистых филлитовидных сланцев в обнажении 3164 (Прил.9, № 59) и слабо углеродистых кварцевых песчаников переслаиваются с зелёными сланцами альбит-кварц-карбонат-хлоритового состава (аповулканогенные).с прослоем туфов базальтов рассланцованных сиреневато-серого цвета. Сланцы осложнены субвулканическим телом трахириодацитов в обнажении 3162 (Прил. 9, № 64), западный контакт которых тектонически подорван, а восточный субсогласный (с послойным внедрением субвулканического тела). Контакт с билимбаевской толщей в шурфе 521 (Прил. 9, № 60) тектонический через зону милонитов. Немного севернее на широте ст. Бойцы в подобном разрезе отмечаются будинированные прослои мелкозернистых туфопесчаников, кварцевых известковистых песчаников и темно-серых известняков, в которых обнаружены наутилоидеи – *Lambeoceras* sp., встречающиеся в среднем и позднем ордовике. Повсеместно азимут падения пород на восток с углами падения 70-75°.

На Бойцовском буровом профиле, пробуренном в рамках данных работ в 2023 г. скважина С-8 вскрыла пачку существенно терригенных пород, где в прослое углеродисто-кремнистых сланцев нами выделены конодонты *Drepanoistodus* cf. *suberectus* (Br. et Mehl), *Walliserodus* cf. *curvatus* (Br. et Br.) верхнего ордовика (определения Г.Н. Бороздиной).

Диагностируемые в шлифах лавы афировых, реже пироксен-плагиофировых базальтов, вероятно, миндалекаменных со щелочным уклоном, с прослоями мелкообломочных туфов, неравномерно гематитизированные сменяющиеся пачкой переслаивающихся туфов, туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов фрагментарно обнажаются по правому берегу р. Чусовой у д. Коновалово. Лавы интенсивно рассланцованы и хлоритизированы. В туфоалевролитах района ст. Бойцы определена фауна брахиопод, трилобитов и криноидей [Парфёнов, 1983ф]: трилобиты *Clitambonites* ex gr. *squamatus* (Pahlen), *Estoniops* cf. *latus* Ancigin; криноидеи *Cyclocyclicus* cf. *variabilis* Yelt., *Simplocrinus* cf. *crassiformis* (Yelt.), *Pentagonocyclicus* cf. *bifidus* Yelt. тыпыльского и чердынского горизонтов верхнего ордовика (определения Н.Я. Анцыгина, В.С. Милициной).

В южной части распространения свиты по Цыбихинскому буровому профилю (Рис. 13) вскрыт существенно вулканогенный разрез в составе аповулканогенных сланцев серицит-хлоритового состава часто с карбонатом, диагностируемых в шлифах как метатрахиандезибазальты миндалекаменные, рассланцованные с прослоями пепловых туфов того же состава. Породы осложнены тектоническими нарушениями, зонами катаклаза и смятия. Скважина С-5 вскрыла тектонический контакт трахиандезибазальтов, трахиандезитов с эпидот-кварц-серицитовыми сланцами указарской свиты.

Кроме того, в скважинах наблюдались афириты, реже микропорфириты, неравномерно гематитизированные, содержащие маломощные прослои туфов (обычно интенсивно гематитизированных), реже отмечались лавовые корки, в которых небольшие обломки этих же афиритов, сцементированные карбонат-эпидотовым агрегатом, вниз по разрезу постепенно переходят в массивную лаву. Кроме того, в наиболее гематитизированных разностях часто наблюдается флюиальность, подчеркиваемая как неравномерным распределением гематита, так и "фьямеобразными" выделениями. В шлифах в лавовых афиритах очень часты реликтовые гиалиновые структуры, характерно почти полное отсутствие вкрапленников.

Туфы базальтоидов имеют подчиненное развитие, наблюдались в скважинах. Обычно они сильно изменены: серицитизированы, гематитизированы, карбонатизированы. Обломки и цементирующая масса фактически не различаются. Выделяются они по наличию полосчатости, крайне неравномерному распределению вторичных минералов, реликтовой обломочной структуре.

Лавы кислых членов комплекса не закартированы. Возможно, это связано в основном с взрывным характером вулканизма, на что указывает преимущественно кислый состав туфов и туффов, развитых в малыгинской свите. Кроме того, выделение лавовых фаций затрудняется интенсивно развитым метаморфизмом, приводящим к почти полному исчезновению первичных структурно-текстурных признаков пород.

Макроскопически основные вулканы серовато-зеленые, зеленовато-серые и зеленовато-темносерые породы с редкими мелкими вкрапленниками плагиоклаза, в той или иной мере рассланцованные иногда до зеленых сланцев. Под микроскопом они характеризуются редко- мелкопорфировой структурой, сланцеватой, реже флюиальной текстурой. Вкрапленники плагиоклаза максимальным размером до 1,0-1,2 мм по длинной оси, нередко лейстовидной формы слагают 7-10% породы. Обычно они замещены агрегатом тонких зерен вторичных минералов - соссюритом, альбитом, хлоритом, кварцем, актинолитом, реже нацело альбитизированы. Вкрапленники пироксена размером до 1,0 мм, чаще доли мм присутствуют в количестве от единичных до 5%. Обычно они замещены тонким агрегатом зерен хлорита, карбоната, гематита, иногда нацело хлоритизированы, редко свежие. Основная масса микролитовая, сериально-микролитовая, микрогранобластовая. Микролиты плагиоклаза погружены в полевошпат-эпидот-хлорит-актинолитовый мезостази с лейкоксом, токораспыленным гематитом или магнетитом. Последние иногда слагают от 2-5 до 20% объема породы.

Химический состав базальтов типичен для высокотитанистых трахибазальтов: SiO_2 - 44-49%, TiO_2 - 2,7-4,9%, сумма щелочей - 4,2-5%. Вкрапленники плагиоклаза замещены

альбитом, агрегатом соссюрита, пренитом, местами цеолитами. Вкрапленники титан-авгита и гиперстена полностью или частично замещены хлоритом, эпидотом, актинолитом; встречаются псевдоморфозы хлорофеита по оливину. Основная масса пород имеет микролитовую и метаинтерсертальную структуру и состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, цеолитизированного полевого шпата, хлорита, эпидота, а также титаномagnetита, сфена и лейкоксена, количество которых достигает 5-7%; встречается пумпелиит и стильпномелан.

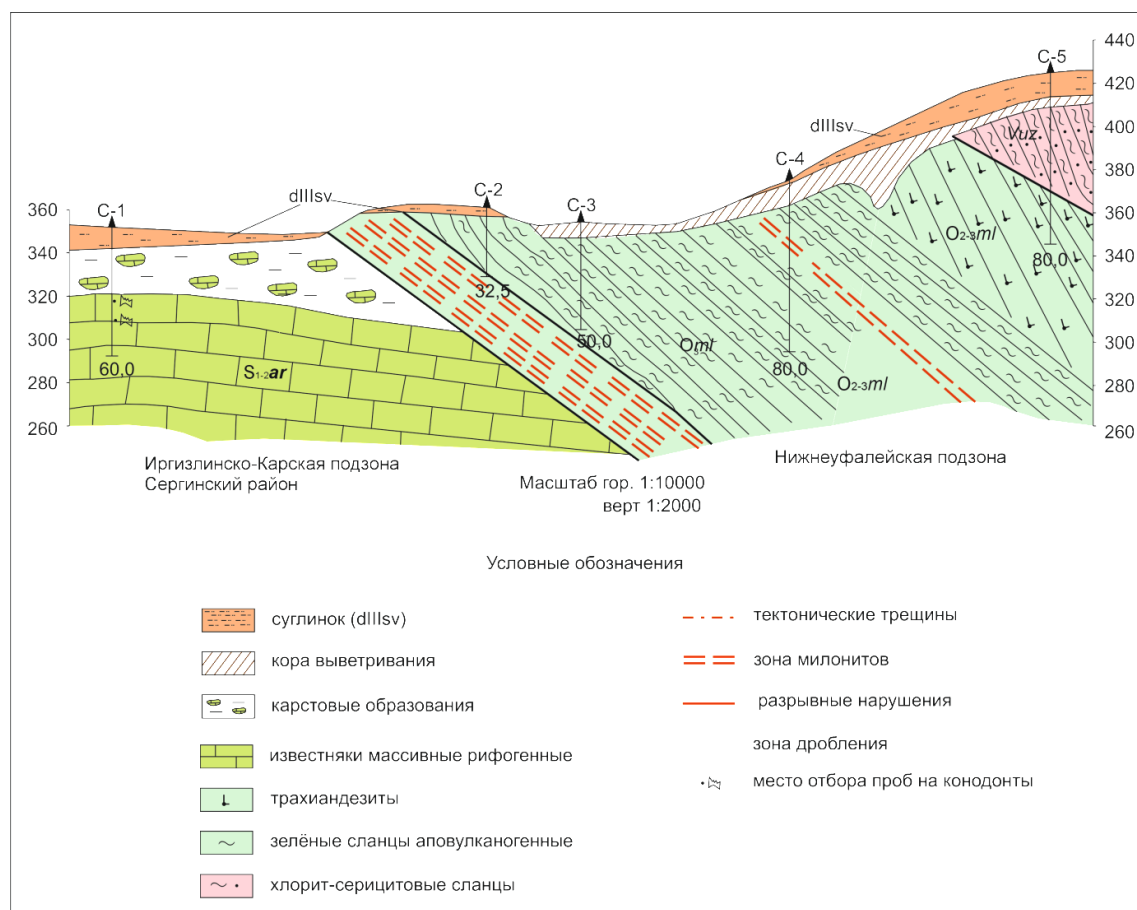


Рис. 13. Геологический разрез по Цыбихинскому буровому профилю.

На классификационной диаграмме TAS (Рис. 14) вулканогенных образований фигуративные точки составов располагаются в полях от пикробазальтов до щелочных, базальтов и трахиандеизбазальтов, кислые разности – в полях риодацитов, трахидацитов и трахириодацитов.

В распределении редкоземельных и рассеянных элементов основных вулканитов комплекса (рис. 15) при общих весьма близких содержаниях, прослеживается тенденция к постепенному спаду содержаний от легких РЗЭ к тяжелым, что вероятно, свидетельствует в пользу их внутриконтинентального происхождения.

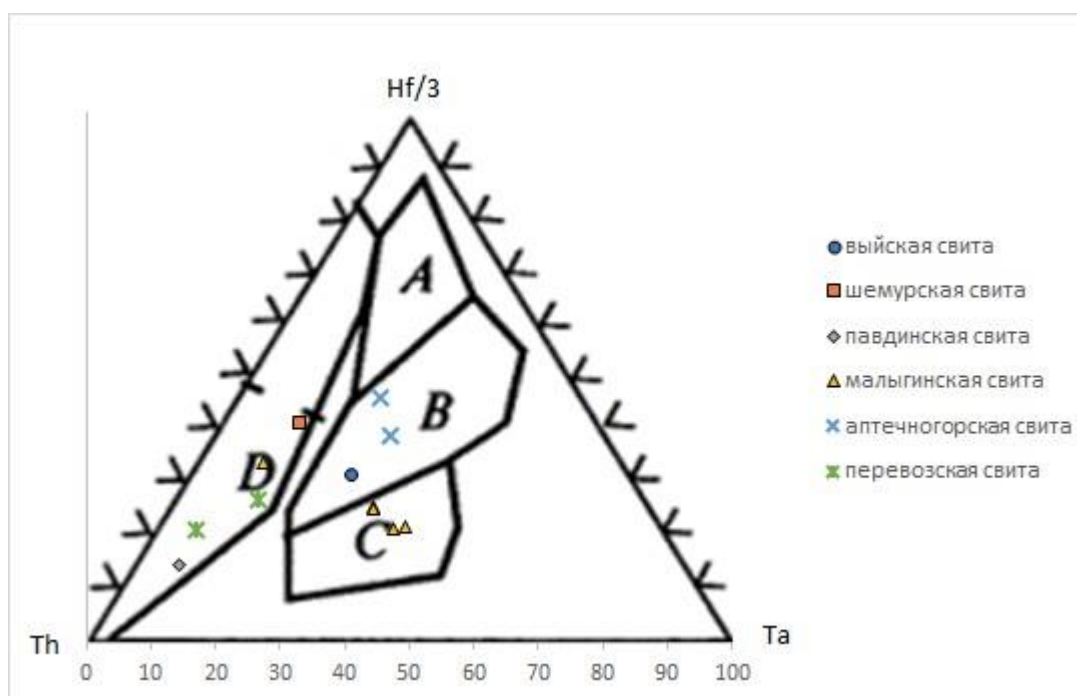


Рис. 16. Дискриминационная диаграмма Th-Hf-Ta для базальтов (Wood, 1980).
 Поля на диаграмме: A – N тип MORB; B – N тип MORB и внутриплитные толеиты;
 C – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг.

Зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-актинолитовые, местами с кальцитом и тонкими линзами мраморизованных известняков вскрыты в береговых обрывах р. Цыбиха. Текстура их сланцеватая и линзовидно-полосчатая. Структура лепидогранобластовая и нематолепидогранобластовая, иногда бластопорфировая, благодаря сохранившимся реликтам вкрапленников плагиоклаза. Типично обилие лейкоксена. Вероятно, зелёные сланцы развиты по туфогенным породам. Зеленые сланцы возле контакта с указарской свитой по внешнему облику сходны с последней. В разрезах они отличаются только присутствием линз мраморизованных известняков, однако существенно различаются по петрохимическим признакам, что было установлено работами В.В. Парфенова [1983ф].

Терригенная часть разреза свиты закартирована у южной рамки листа в придорожном овраге [Парфёнов, 1983ф] обнажены серицит-кварцевые, часто карбонатсодержащие сланцы с прослоями хлорит-серицит-кварцевых филлитовидных сланцев с углеродистым веществом. Сланцы падают на восток под углами 25-30°.

В физических полях образования малыгинской свиты однозначно не картируются. Отдельные части полосы ее распространения характеризуются положительными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 500-700 нТл. Вероятно, это области наибольшего распространения лавовых и субвулканических фаций основного состава, обогащенных магнетитом и гематитом. В поле силы тяжести (вертикальная составляющая

градиента аномального поля) локальными линейными отрицательными аномалиями отчетливо фиксируется западная граница распространения образований малыгинской свиты. Дифференциация отдельных тел или разностей в данном масштабе карт физических полей не возможна по причине малых размеров отдельных тел и детальности геофизических наблюдений. Магнитное поле в пределах описываемых образований представлено линейновытянутыми локальными аномалиями, что объясняется присутствием в базальтах тонкораспылённого магнетита. Однако в процессе метаморфизма, а также интенсивной гематитизации, происходит перераспределение магнетита и вследствие этого реальные контуры вулканитов не совпадают с контурами магнитных аномалий. Плотность metabазальтоидов и их туфов колеблется в пределах 2,72-3,07 г/см³, магнитная восприимчивость - 0 - 3900×10⁻⁶ ед. СИ и 2,45-2,70 г/см³ и 0-140×10⁻⁶ ед. СИ для кислых членов, соответственно.

Геохимическая специализация пород малыгинской свиты сидеро-лито-халькофильная.

Метаморфизм пород неоднородный – варьирует от зеленокаменно измененных базальтов до типичных зеленых сланцев и увеличивается в южной узкой части распространения образований свиты и на ее восточном крыле вблизи тектонического контакта с указарской свитой до динамосланцев.

К югу от листа из субвулканических тел трахириолитов выделены цирконы, датированные средним ордовиком (463,1±3,6 млн. лет). По находкам мшанок, криноидей, брахиопод и конодонтов верхнего ордовика и полученным южнее датировкам, возраст свиты принимается как средний-верхний ордовик. Общая мощность свиты до 1000 м.

Выйская свита (O_{2-3VS}). Свита существенно метавулканогенного состава участвует в строении Западно-Тагильской СФЗ, Кумбинской подзоны. Распространена в северной части листа узкой полосой от северной рамки вдоль субмеридионального течения р. Качай Шишим и выклинивается к северу от п. Пальники, где срезается Главным Уральским разломом до широты д. Починок. Далее на юг вновь появляется от широты д. Починок сначала узкой полосой затем расширяется до южной рамки. На западе выйская свита отделена Главным Уральским разломом от образований Иргизлинско-Карской подзоны в северной части распространения и от хомасьинской свиты Салатимской подзоны в южной. На востоке граничит с мариинским комплексом по Ревдинскому надвику.

Выделена Смирновым Ю.Д. в 1956 г. по р. Выя Средний Урал в составе metabазальтов, сланцев углеродисто-кварцевых, зелёных; кварцитов, прослоев мраморизованных известняков.

Свита плохо обнажена. Ее фрагменты можно видеть в разрозненных выходах по берегам левых притоков рек Ревда и Чусовая, в редких придорожных расчистках и карьерах, на севере окраины г. Первоуральск, западнее г. Барсучья. На севере свита вскрыта скважинами Кормовищенского и Починковского профилей [Аверкин, 1981ф; Лунегов, 1960ф].

Образования свиты представлены metabазальтами, метаандезибазальтами и их туфами, туфобрекчиями, туффитами, сланцами цоизит-серицит-кварцевого, эпидот-актинолит-альбитового, хлорит-альбит-серицитового составов, часто в переменных количествах с вариациями. Тонкополосчатые сланцы состоят из чередования светлых альбит-кварцевых, цоизит-серицит-кварцевых и темных хлорит-альбит-кварцевых, цоизит-хлорит-кварцевых и цоизит-серицит-хлоритовых прослоев иногда с актинолитом; содержание альбита варьирует от 2-5% до 30%. Характерен поздний стильпномелан. В светлых кварцитовидных, серицит-кварцевых и филлитовидных сланцах присутствуют прослои и линзы черных углеродистых сланцев разной мощности. Из-за фрагментарной обнаженности практически нет полных разрезов свиты. Наиболее типичный и полный разрез вскрыт скважинами Хомутовского профиля, пробуренного предыдущими исследователями [Парфёнов, 1983ф], от западного контакта с хомасьинской свитой и в восточном направлении (Рис. 17).

Здесь в обнажении 4002 (Прил. 9, № 69) и в нижней части скважины С-239 пачка переслаивающихся зелёных сланцев по вулканогенным породам и серицит-кварцевых сланцев по осадочным породам хомасьинской свиты. Обе разновидности сланцев содержат в той или иной степени углеродистое вещество. Далее, после тектонического контакта, зафиксированного скважиной С-239 (Прил. 9, № 70), пачка переслаивающихся туфов основного состава, metabазальтов, участками превращённых в альбит-хлорит-эпидотовые, актинолит-хлорит-эпидотовые сланцы переменного состава с вариациями минеральных компонентов и силлами долеритов. В верхней части скважины С-243 (Прил. 9, № 71) пачка серицит-кварцевых сланцев, переходящих в кварцитосланцы.

Апобазальтовые и апоандезибазальтовые зеленые сланцы состоят из альбита, цоизита, эпидота, актинолита и хлорита, с подчиненным количеством кварца и серицита, до 20% местами составляет стильпномелан. Породы часто имеют полосчатое и линзовидно-полосчатое строение. Среди зеленых сланцев встречаются породы более массивные с реликтами вкрапленников уралитизированного пироксена или альбитизированного плагиоклаза. В обнажениях наблюдаются литокластические туфы с размером обломков 0,3-1 см.

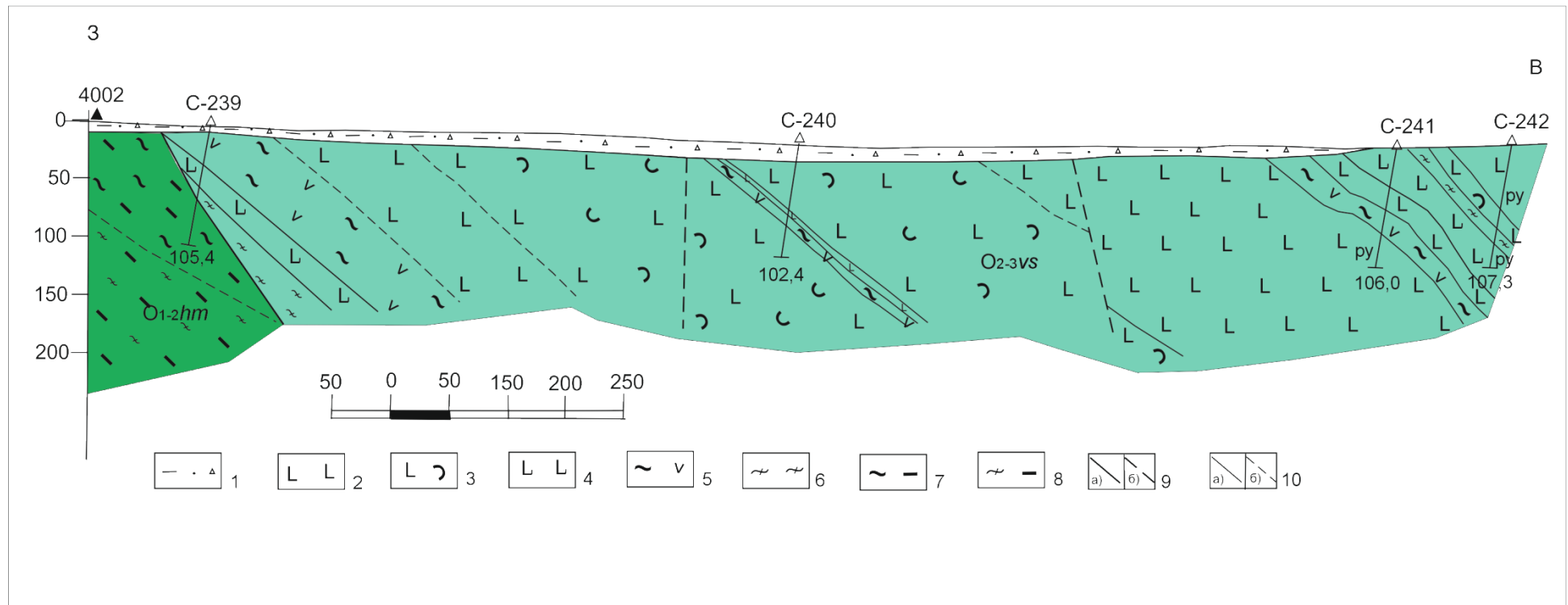


Рис. 17. Геологический разрез выйской свиты в восточной части Хомутовского профиля (по В.В. Парфёнову, 1983 г.)

1 – делювиальные отложения; 2 - 6 образования выйской свиты 2 – базальты, 3-туфы базальтов, 4 долериты, 5-альбит-хлорит-актинолит-эпидотовые зелёные сланцы по метавулканикам, 6-серицит-кварцевые сланцы по терригенным породам; 7 – 8 образования хомасьинской свиты 7- сланцы по вулканогенно-осадочным породам углеродистые. 8- сланцы углеродисто-серицит-кварцевые; 9 –тектонические нарушения а) достоверные, б) предполагаемые; 10 – границы а) достоверные, б) предполагаемые.

Горизонт литокристаллокластических туфов мощностью 80-100 м среди серицитовых метаалевролитов и мелкозернистых песчаников можно видеть у моста через р. Чусовая на юге г. Первоуральск. Оценить количественные соотношения туфов и эффузивных пород из-за неудовлетворительной обнаженности и значительного метаморфизма не представляется возможным.

Метатифы литокристаллокластические псаммитовые и гравелитовые, кварц-альбитовые и серицит-альбит-кварцевые с переменным количеством хлорита, серицита и цоизита.

Базальтоиды выйской свиты имеют низкие содержания калия и щелочей, повышенные содержания железа, кальция и титана и соответствуют известковым сериям натрового ряда нормальной толеитовой магмы. Осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

На дискриминационной диаграмме (Рис. 16) фигуративные точки базальтов выйской свиты располагаются в поле Е-базальтов срединно-океанических хребтов (СОХ).

Магнитное поле над образованиями выйской свиты по напряжённости спокойное.

Возраст свиты установлен в прослоях туффитов в вулканогенно-осадочном разрезе обнажения 11 в правобережье реки Медвежка по конодонтам *Drepanoistodus* sp., *Walliserodus* sp. распространённым в среднем-верхнем ордовике (определения Г.Н. Бороздиной).

Видимая мощность выйской свиты 750-1000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Более широкий возрастной интервал, чем вышеописанные образования, от среднего ордовика до верхнего силура занимают образования *нижнесергинской и терригенно-карбонатной толщ нерасчленённых* (O₂-S_{2ns}-tc), которые распространены в низах разреза Киргишанского изолированного района Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Данные образования не могут быть расчленены поскольку выходят на территории листа у южной рамки в двух узких тектонических клиньях и практически не обнажены. Наибольшее распространение они получили на сопредельном с юга листе, где хорошо расчленяются. В качестве *нижнесергинской толщи* среднего-верхнего ордовика с фауной чердынского (верхи дарривильского яруса среднего ордовика – низы сандбийского яруса верхнего ордовика) и тыпыльского (верхов сандбийского яруса) горизонтов хорошо описана за южной рамкой площади. На площади листа картируются лишь в пределах двух маломощных (не более 100–150 м пластин: одна на северном берегу Нижнесергинского пруда, другая

на водоразделе правых притоков р. Серга: Заставка и Средняя. В составе толщи представлены осадочно-пирокластические, пирокласто-осадочные и осадочные образования. Наиболее широко развиты туфоалевролиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты, глинистые сланцы, известковистые песчаники, кремнистые алевролиты. В составе чердынского горизонта на северном берегу пруда на стыке Нязепетровского и Ревдинского листов на протяжении около 400 м, начиная от южной границы городской застройки г. Нижние Серги, что в 600 м севернее от южной рамки, в уступе пруда, простирающемся по аз 160, обнажены породы первой из установленных пластин. Снизу - вверх, это:

1. На протяжении около 95 м от начала обнажения представлена пачка переслаивания известковистых песчаников и аргиллитов, глинистых силицитов, полимиктовых туфогравелитов и туфоконгломератов часто с карбонатным цементом. Преобладают известковистые песчаники. В известковистых песчаниках в 41 м от начала выходов собраны конодонты *Paracordylodus* cf. *lindstromi* Bergström, *Prioniodina* cf. *macrodentata* (Graves et Ellison), *Prioniodus* cf. *alatus* Hadding, *Prioniodus variabilis* Bergström. По возрасту этот комплекс, согласно заключению В.А. Наседкиной, соответствует чердынскому горизонту [Иванов, 1983].

Выше по разрезу, в 60 м от точки начала наблюдений в известковистых песчаниках выделены конодонты *Falodus prodentatus* (Graves et Ellison), *Falodus robustus* Bergström, *Paracordylodus lindstromi* Bergström, *Prioniodus alatus* Hadding, *Prioniodus variabilis* Bergström, *Roundya* cf. *gracilis* (Rhodes), также характерные, по заключению В.А. Наседкиной для чердынского горизонта [Иванов, 1983]. Мощность пачки оценивается в 30 м. Аз.пд. $100 < 50^\circ$.

2. На протяжении 30 м наблюдаются выходы двух субвулканических тел андезитов, разделённых небольшим (первые метры) участком туфопесчаников и аргиллитов. Андезиты афировые с интерсертальной близкой офитовой структурой. В строении резко преобладают идиоморфные широкотаблитчатые кристаллы кислого плагиоклаза с хлоритом и рудным минералом в межзерновом пространстве (подобные образования описывались и в составе аптечногорской свиты).

3. На протяжении 190 м – закрытый интервал (до 50 м по мощности).

4. На протяжении 105 м наблюдаются выходы тектонизированных серовато-зеленых и реже вишневых алевритистых аргиллитов (возможно туфоаргиллитов) с редкими прослоями мелкозернистых туфопесчаников и туфоалевролитов. Обломки представлены кварцем, зелеными кремнисто-глинистыми сланцами, микропорфировыми базальтоидами (возможно, андезитоидами), оолитовыми и водорослевыми известняками и реже

щелочными полевыми шпатами, кислыми эффузивами, кварцитами, кварцевыми алевролитами. Цемент – пленочный, реже поровый, глинистый и глинисто-карбонатный. Отмечаются редкие прослои существенно кварцевых песчаников. Мощность пачки оценивается в 30 м. Аз.пд. $100 < 40^\circ$ (возможно, образования аптечногорской свиты).

5. На протяжении 70 м наблюдаются выходы тектонизированных известковых песчаников и туфопесчаников, переслаивающихся с зелеными и вишневыми алевритистыми аргиллитами и полимиктовыми туфогравелитами и туфопесчаниками. Мощность оценивается в 30 м. Аз.пд. $110 < 45^\circ$. В центре интервала наблюдается тело (вероятно, силл) мощностью до 5 м андезитов афировых, аналогичных описанным в интервале разреза 2 (возможно аптечногорской свиты).

6. На протяжении 85 м наблюдаются выходы пород пачки переслаивающихся кремнистых аргиллитов и аргиллитов вишневого, зеленоватого и коричневого цветов, а также полимиктовых туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. Породы слагают слои мощностью 0,2–2 м. Обломочные образования составляют примерно половину объема пачки. Преобладают среди них крупнообломочные туфогравелиты. Обломки представлены кварцем (около 40 %), зелёными кремнистыми аргиллитами (10–30 %), микропорфировыми плагиоклазовыми вулканитами основного(?) состава (10–15 %), оолитовыми и водорослевыми известняками (до 20 %), резко подчинённо – щелочными полевыми шпатами, вулканитами кислого состава, кварцитами, кварцевыми алевролитами. Окатанность материала – средняя, относительно хорошо окатан кварц. В начале интервала преобладают обломочные породы с карбонатным цементом, отмечаются прослои известковистых песчаников, в которых найдены конодонты *Acodus* sp., *Acontiodus* sp. indet., *Roundya* (?) sp. indet. По заключению В. А. Наседкиной комплекс характерен для ордовика [Иванов, 1983]. Мощность пачки оценивается в 23 м. Аз.пд. $100 < 40^\circ$.

Мощность чердынского горизонта на северном берегу Нижнесергинского пруда оценивается в 150–180 м. Восточнее в разрезе выходят осадочные породы с фауной, характерной для аптечногорской свиты.

Образования *терригенно-карбонатной толщи* (O_3-S_{2tc}) залегают в тесном соседстве с породами описанной выше нижнесергинской толщи. На продолжении данных образований с юга на площади листа обнажений этой толщи не обнаружено, наиболее её полное описание дано на соседнем южном листе.

В составе толщи преобладают светло-серые известняки часто органогенно-обломочные, иногда глинистые с прослоями и линзочками чёрных аргиллитов и алевролитов. Алевролиты – тёмно-серые до чёрных с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, а также с прослоями брекчий известняков и кремнистых пород. Известняки толщи

– светло-серые неровнослоистые и тонкоплитчатые с детритово-шламовой микроструктурой (пакстоун с элементами вакстоуна) с отдельными относительно крупными (до 7 мм) обломочками раковин брахиопод. В этих известняках на Нязепетровской площади установлены многочисленные конодонты. горстийского яруса лудловского отдела силура. Предполагается, что образования терригенно-карбонатной толщи на берегах протягиваются через Нижнесергинский пруд максимальной мощностью до 100 м как на север от него, так и на юг, следуя понижениям в рельефе. Таким образом, откартировать отдельно терригенно-карбонатную толщу невозможно, поэтому совместно с нижнесергинской толщей они на изучаемой площади картируются как нерасчленённые общей мощностью 250 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНЯЯ ПОДСИСТЕМА

Переходные образования верхнего ордовика – нижнего силура распространены в разных подзонах и слагают разного типа разрезы. Терригенно-карбонатная билимбаевская толща развита в пределах Уловско-Висимского района, Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. В этом же промежутке времени в Тагильской мегазоне формируются раннеостроводужные контрастные комплексы: в ЗападноТагильской СФЗ - шемурская свита и в Восточно-Тагильской СФЗ – красноуральская свита.

Билимбаевская толща (O_3-S_{1bl}) участвует в строении Билимбаевской дислокационной зоны Уфалейского тектонического блока. В западной части Билимбаевской дислокационной зоны рассматриваемые отложения протягиваются узкой полосой (шириной 0,3-0,6 км) от верховий реки Черемша на юге до западной окраины с. Крылосово, далее на север до центриклинального замыкания структуры и до северо-западной окраины пос. Коновалово и далее прослеживается на север от верховий р. Билимбаевка вдоль восточного контакта Каменногорского блока практически до северной рамки листа. В пределах восточной части зоны, осложненной разрывными нарушениями, их выходы известны на ограниченной площади в отдельных тектонических блоках к югу от пос. Черемша, на правобережье одноименной реки и на восточном берегу Билимбаевского пруда. Нижняя и верхняя границы толщи во всех изученных разрезах тектонические.

В пределах Билимбаевской дислокационной зоны В.Г. Варгановым отложения этой толщи рассматривались в составе верхней части разреза билимбаевской свиты [Варганов, 1960ф, 1964ф]. Н.А. Мамин часть известняков верхнего ордовика относил к верхам бойцовской свиты, а покрывающие ее терригенно-осадочные образования, выделял под названием погорельской (беляевской) свиты [Мамин, 1982ф]. В.В. Парфёнов

рассматривал существенно карбонатные отложения, с примесью пирокластического и терригенного материала, как верхнеордовикские, а существенно терригенные – как верхнеордовикские-нижнесилурийские образования [Парфёнов, 1983ф].

В целом, разрез толщи сложен известняками доломитизированными, доломитами с прослоями углеродистых известково-глинистых сланцев, туффитов, глинистых известняков, кварц-серицит-хлоритовых сланцев, алевролитов и песчаников. В составе разреза толщи выделяются две литологические пачки пород: в западной полосе (от п. Черемша, Крылосово и до руч. Бакин) существенно карбонатная пачка и существенно терригенная в восточной полосе и вдоль восточного обрамления Каменногорского блока. Карбонатная пачка сложена доломитами, доломитизированными известняками и органогенными известняками. Карбонатные породы содержат примесь пирокластического и терригенного материала. Породы этой пачки вскрыты в карьерах окрестностей ст. Бойцы, на восточном склоне г. Расковалиха, в выемках Старо-Московского тракта и в карьере Бакина лог.

Наиболее детально карбонатная пачка изучена по керну скважин и в карьерах окрестностей ст. Бойцы. Следует отметить, что карбонатная пачка имеет сложное строение с чередованием различных фациальных разностей с незначительным количеством терригенных и вулканогенно-осадочных пород. Достаточно детальный разрез карбонатной пачки прослежен по линии поисково-картировочных скважин, пройденных у ст. Бойцы Билимбаевской ГСП [Парфёнов, 1983ф]. На данном профиле за крупным разломом, отделяющим образования малыгинской свиты, фиксируемым мощной зоной милонитизации и дробления вскрыты (Рис. 18):

- серые и темно-серые известняки, органогенные, глинистые, доломитизированные и песчаники с примесью пирокластики, с редкими маломощными прослоями туфов (мощность слоя 50-80 м), в основании брекчированные известняки; - брекчии темно-серых и черных известняков и доломитов в верхней части слоя, переходящих в песчаники (мощность слоя до 20 м) в обнажениях 3183 (Прил. 9, № 43) и 209 (Прил.9, № 48);

- брекчии серых и светло-серых доломитов, внизу с обломками долеритов (мощность слоя 35-60 м) в скважинах С-203 и С-205;

- светло-серые известняки и брекчии доломитизированных известняков, доломиты в скважинах С-201 (Прил. 9, №46) и С-208 (Прил. 9 №47) (мощность слоя 25-30 м, увеличивается до 250м на широте р. Чусовая). Мощность карбонатной пачки изменяется от 130 до 400 м.

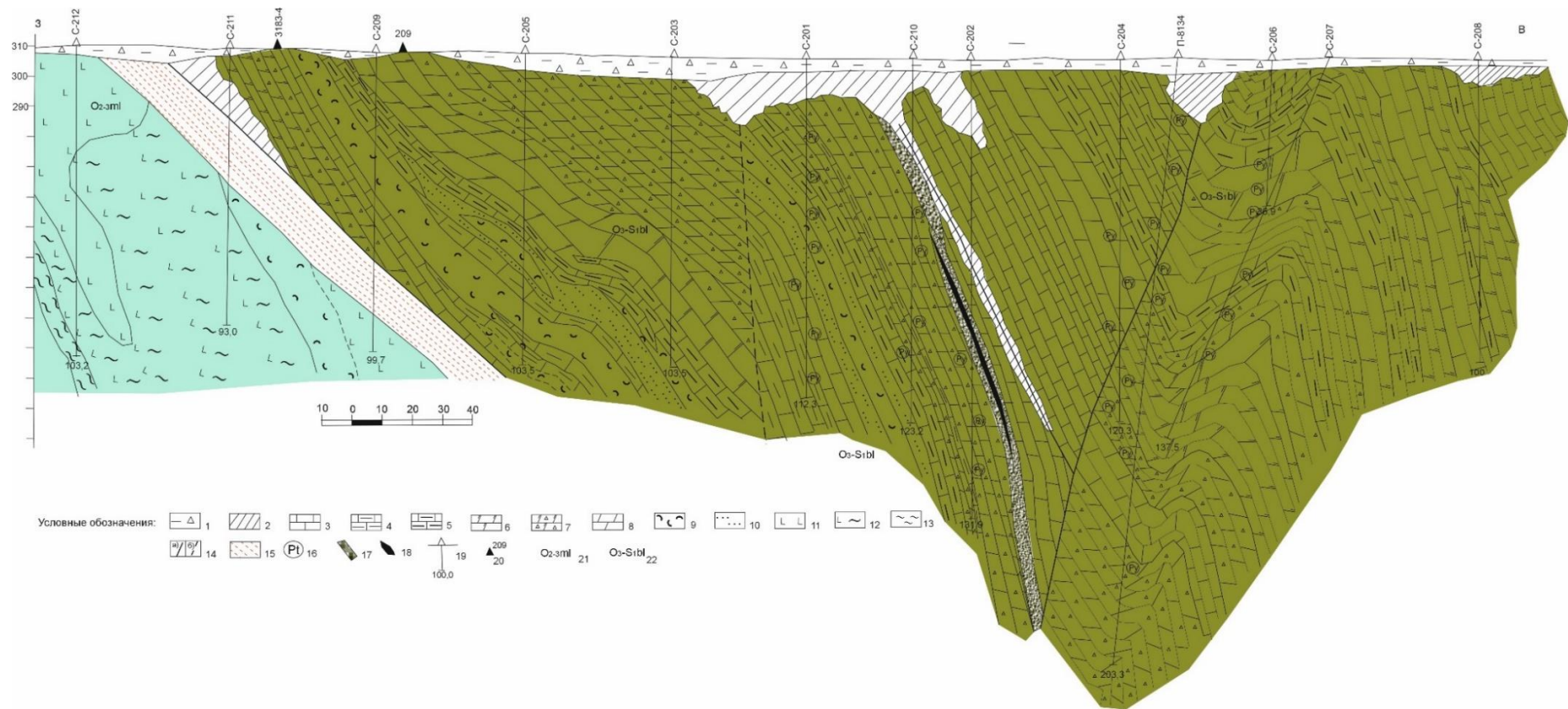


Рис. 18. Геологический разрез по линии поисково-картировочных скважин у ст. Бойцы.

1 – делювиальные отложения; 2 – карстовые образования (глины с обломками карбонатных пород); 3 – известняк массивный органо-генный; 4 – известняк глинистый; 5 – известняк битуминозный; 6 – известняк доломитизированный; 7 – известняк доломитизированный брекчиевидный; 8 – доломит; 9 – туффиты, туфы неясного генезиса; 10 – песчаники кварцевые, полевошпат-кварцевые; 11 – базальты субблочные; 12 – базальты интенсивно рассланцованные (аповулканогенные сланцы); 13 – зелёные сланцы (метатуфы); 14 – разрывные нарушения а) достоверные, б) предполагаемые; 15 – зоны милонитизации и дробления пород; 16 – локализация проявления пиритовой минерализации; 17 – зоны пирит-сфалеритового оруденения; 18 – галенит-сфалеритовое рудное тело; 19 – поисково-картировочные скважины, пройденные предшествовавшими ГСР (С-211 Парфёнов, 1983, П-3124 – СУГРЭ); 20 – коренные обнажения, изученные собственными работами; 21 – образования малыгинской свиты; 22 – образования билимбаевской толщи

В Бойцовском карьере и в железнодорожной выемке у ст. Бойцы в доломитах собраны табуляты *Rhabdotetradium ridleyanum* (Bassler) тыпыльского горизонта (определения Ф.Е. Янет). В скважинах Дегтярской ГРП, пройденных в районе д. Черемша, в мелкообломочных доломитах и седиментационных брекчиях встречены: строматопоры *Cryptophagmus* ex gr. *hannae* Bogoyavl., *Rhabdotetradium* cf. *solum* Ivanov, *Cystostroma* ex gr. *concinnum* (Ivanov) (скв. П-8121), брахиоподы *Hesperorthis* aff. *angustus* V.Bond. (скв. П-8126) (определения О.В. Богоявленской, В.А. Наседкиной). Перечисленная фауна характеризует верхний отдел ордовикской системы. Естественные фрагментарные выходы этих отложений наблюдаются на правом берегу р. Чусовая, вблизи с. Коновалово, а также в окрестностях пос. Билимбай.

На разных уровнях разреза имеются прослои глинистых битуминозных известняков, а также кварц-серицит-хлоритовых сланцев, образованных по туфогенным породам. В междуречье рек Черемша и Большая Печенка нами выделены конодонты из известняков выше описываемой пачки (обн. 2019-5 и 207-6) *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Br. et Br., *Ozarkodina* cf. *aldridge* Uyeno et Barns, *Ozarkodina* cf. *protexcavata* Cooper, *Walliserodus* cf. *curvatus* (Br. et Br.), *Walliserodus* cf. *amplissimus* (Serpagli) верхнего ордовика-нижнего силура, основания лландоверийского отдела (определения Бороздиной Г.Н.).

Терригенная пачка, распространённая в восточной части выходов толщи, редко обнажается в естественных выходах. Разрез этой пачки наблюдался нами на восточном берегу Билимбаевского пруда. Основу пачки составляют разнотекстурные кварцевые, полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты, алевролиты и глинистые филлиты, тонкие прослои глинистых и мраморизованных известняков. Кроме того, в отдельных разрезах отмечаются глинисто-карбонатные, глинисто-углеродистые, кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые алевролиты. В скв. П-8121 на брекчиях доломитов и доломитизированных известняков карбонатной пачки залегают желто-бурые пестроцветные кварцевые алевролиты с глинистым цементом (более 70 м) (погорельская толща по Н.А. Мамину [1982 г.]). Вблизи подошвы пачки в алевролитах вскрыт прослой глинистого известняка (до 10 м), содержащий комплекс табулят: *Favosites* cf. *gothlandicus* Lam, *Palaefavosites balticus* (Ruchin), *Coenites* cf. *crassimuralis* Yanet., определяющий лландоверийский возраст (определения Ф.Е. Янет).

Более полный разрез терригенной пачки вскрыт скв. П- 8125 (Прил.9, № 63) – П-8127 (Прил. 9, № 62) к юго-западу от д. Черемша, в верховьях ключа Филатова. По данным В.В.Парфенова [1983ф] в обобщенном виде в разрезе, вскрытом скважинами, (снизу-вверх) выделяются следующие пачки:

- алевролит карбонатсодержащий, с прослоями доломитизированного темно-серого известняка с примесью алевроито-глинистого материала с фауной брахиопод *Hesperorthis* aff. *angustus* V.Bond. тыпыльского горизонта до 10 м (определения В.А. Наседкиной);

- переслаивание кварцевого алевролита на серицит-хлоритовом цементе и пестроцветных глинистых филлитовидных сланцев с подчиненными прослоями мелко- и среднезернистых песчаников (65-70 м); в алевролитах и сланцах фауна трилобитов и криноидей – *Conspectocrinus* ex. gr. *celticus* Chauvel et Maen, *Multifidocrinus multifidus* Stuk, *Cyclocharas paucicrenellatus* Lee Menn пограничных слоёв ордовика и силура (определения В.С. Милициной);

- переслаивающиеся битуминозные песчано-глинистые темно-серые известняки и слабо углистые известковисто-глинистые сланцы, более 80 м.

Общая мощность приведенного разреза составляет 150-160 м.

В северном и северо-восточном направлении в разрезе терригенной пачки увеличивается количество кварцевых песчаников и появляются кремнистые сланцы. В этом же направлении общая мощность отложений карбонатной и терригенной пачек заметно сокращается. На восточном берегу Билимбаевского пруда в терригенной пачке, представленной переслаиванием зелёных туфогенных сланцев с тонкими прослоями мраморизованных известняков, алевролитов карбонатсодержащих, песчаников на серицит-хлоритовом цементе (Обн. 50) нами выделены и определены конодонты *Distomodus* sp., *Oulodus* sp., *Walliserodus* sp. лландоверийского подотдела (определения Г.Н. Бороздиной).

В северной части в восточном обрамлении Каменногорского блока терригенный разрез вскрыт скважинами в восточной части Кустовского профиля (см. Рис. 3) здесь непосредственно от тектонического контакта с клыкчанской свитой переслаивающиеся кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники, глинистые сланцы серые и фисташково-серые с прослоями углеродисто-глинистых сланцев и прослоями маломощных плитчатых битуминозных известняков.

В целом, разрез толщи карбонатно-терригенный, карбонатные породы имеют большую мощность, чем в малыгинской свите. Туфогенный материал в виде прослоев присутствует в нижней части разреза и в виде обломков в гравелитах и песчаниках. Приведённые разрезы не имеют ничего общего с ургалинской свитой и резко отличаются от малыгинской свиты, но близки по литологическому составу колчимской свите, хотя по возрасту древнее её. Возраст толщи установлен биостратиграфически и соответствует позднему ордовика-раннему силуру. Мощность толщи 250 м.

Шемурская свита (О₃-S₁śm) распространена в Западно-Тагильской СФЗ, входит в состав Кумбинской подзоны и принадлежит Шемурскому вулканическому комплексу,

описанному в разделе «Магматизм», протягивается узкой субмеридиональной полосой от северной рамки площади, где её максимальная ширина чуть больше 2 км, затем сужается и выклинивается южнее п. Починок. На соседнем с севера листе разрез контрастной формации именуется кабанской свитой. К шемурской свите относятся вулканиты умеренно-контрастной формации, сформированные в субмаринных условиях. Западный контакт свиты тектонический. На востоке она перекрыта породами павдинской свиты нижнего силура или граничит с ней по разломам. Нижняя граница образований свиты на площади не установлена.

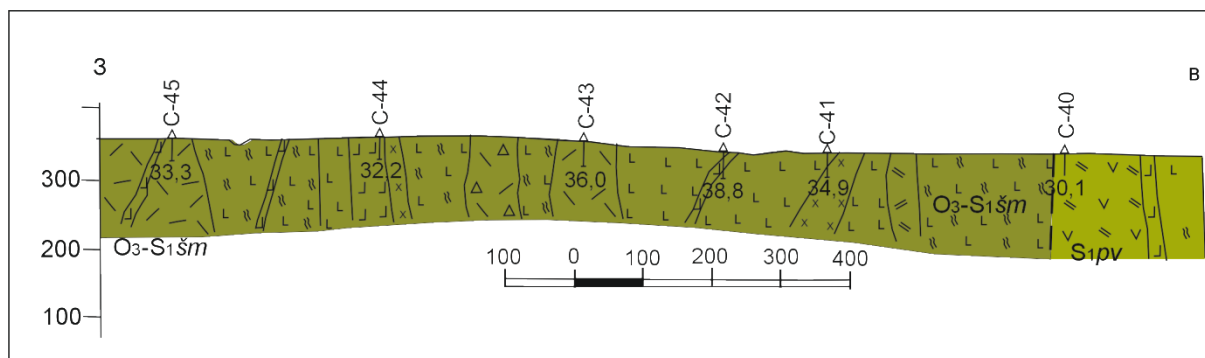
Свита впервые выделена М. Ф. Заболотской на хр. Шемур в 1960 г. а в более южных районах предыдущими исследователями эти образования относились к кабанской свите, выделенной В.М. Сергиевским в 1947 г, являющейся более южным аналогом шемурской и впоследствии в Легенде [Жданов, 2009] упразднённой.

На площади листа практически не имеет выходов на картируемую поверхность и изучена по материалам И.И. Зенкова [Зенков, Шилов, 1979ф], которым от северной рамки листа и до ур. Воробьи пройдено несколько профилей картировочных скважин. Детально разрез свиты изучался за северной рамкой на площади Кировградской группы медно-колчеданных месторождений (лист О-40-XXIV). В районе пос. Починок и южнее свита вскрыта скважинами и шурфами [Лунегов, 1960ф; Костромкин, 1973ф].

По данным И.И. Зенкова и В.А. Шилова [1979ф] на протяжении 40 км развиты подушечные и шаровые лавы метабазальтов и андезибазальтов афировых и мелкопорфировых, спилитизированных; лавобрекчии, туфы базальтов и андезибазальтов, реже смешанного состава. Значительную роль у северной рамки играют субвулканические тела альбитизированных дацитов, риолитов и риодацитов.

Наиболее полный разрез шемурской свиты вскрыт линией картировочных скважин на широте урочища Воробьи к северу от д. Пальники (Рис.20).

Здесь с запада на восток в западной части профиля вскрыт вулканогенный контрастный разрез в составе дацитов, риолитов в скважине С-45 (Прил. 9, № 3), андезибазальтов и базальтов. Последние часто рассланцованы до зелёных сланцев. Разрез осложнён тектоническими нарушениями. Одной из особенностей разреза шемурской свиты является резкая смена литолого-фациального состава, как по вертикали, так и по латерали, обусловленная характером вулканической деятельности.



Условные обозначения:

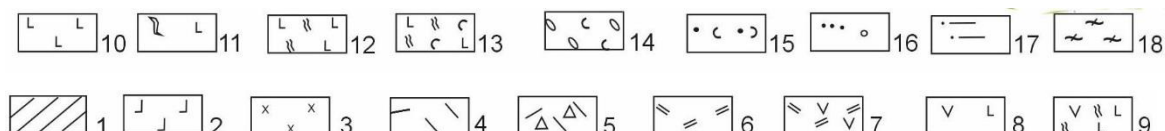


Рис. 19. Геологический разрез шемурской свиты (по И.И. Зенкову, 1979 г.).

1 – кора выветривания; 2 – дайки долеритов; 3 – дайки диоритов; 4 – риолиты; 5 – брекчии риолитов; 6 – дациты; 7 – дациандезиты; 8 – андезибазальты; 9 – андезибазальты рассланцованные до зелёных сланцев; 10 – базальты; 11 – брекчиевые лавы базальтов; 12 – базальты рассланцованные до зелёных сланцев; 13 – туфы базальтов рассланцованные до зелёных сланцев; 14 – туфоконгломераты; 15 – туфопесчаники; 16 – песчаники гравелитистые; 17 – алевролиты; 18 – углисто-кремнистые сланцы.

На изучаемой площади свита представлена базальтами, андезибазальтами, дацитами, риолитами и их туфами, гиалокластитам, туфобрекчиями, вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми и углеродисто-кремнистыми сланцами, яшмоидами.

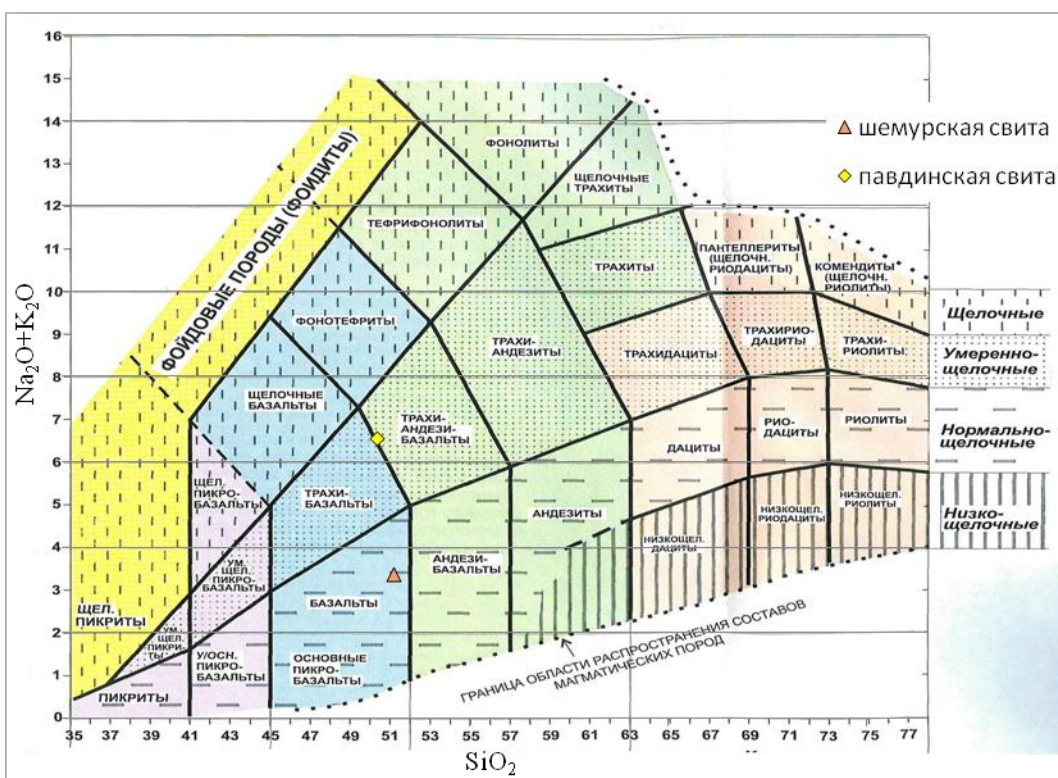


Рис. 20 Диаграмма TAS для вулканогенных образований шемурской свиты.

На диаграмме TAS (Рис. 20) вулканогенных образований фигуративные точки составов располагаются в полях базальтов. Не показано положение точек для кислых пород, ввиду отсутствия материала.

Базальты и андезибазальты афировые и микропорфировые, часто миндалекаменные, вкрапленники (5-10 %) представлены альбитизированным основным плагиоклазом, актинолитизированным и хлоритизированным клинопироксеном. Структура основной массы микроофитовая, интерсерральная, пилотакситовая и гиалопилитовая, состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, зерен клинопироксена, эпидота, лейкоксена, хлорита, магнетита.

Дацинты и риолиты имеют порфировую структуру, с вкрапленниками до 10-12 %, редко 20 %, размером до 0,5-1,5 мм, представленными альбитом, кварцем (в гломеровых сростках), редко - пироксеном. Основная масса фельзитовая, микролитовая, микропойкилитовая; вторичные изменения - серицитизация и окварцевание [Зенков, 1979ф]. На дискриминационной диаграмме фигуративные точки базальтов располагаются в поле островодужных толеитов (Рис. 21).

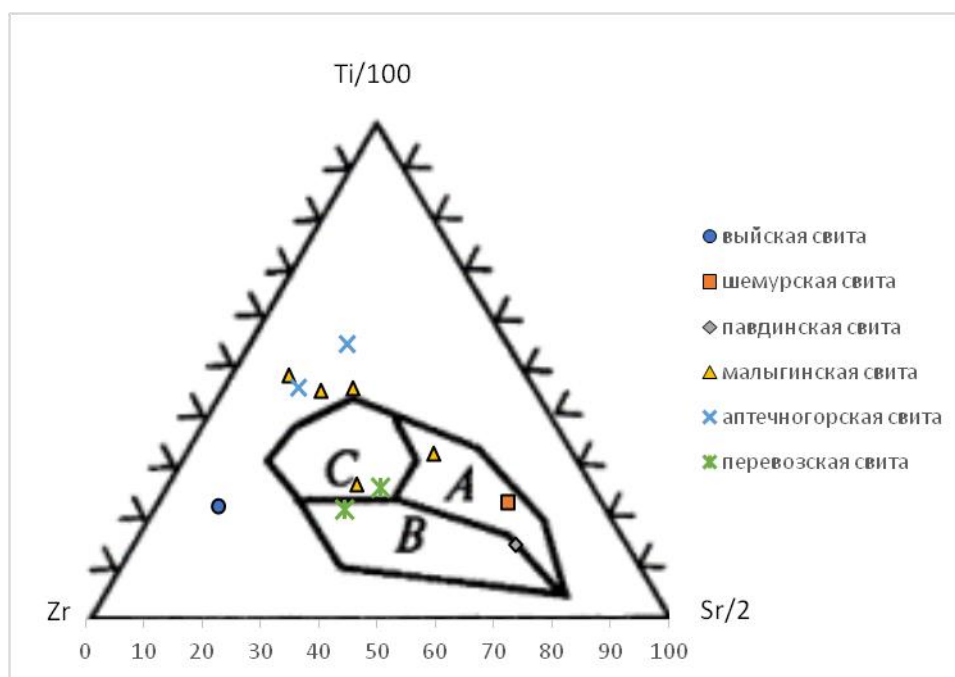


Рис. 21. Дискриминационная диаграмма Ti-Zr-Sr для базальтов (Pearce, Сапп, 1973).

Поля на диаграмме: А-островодужные толеиты; В-известково-щелочные; С-срединно-океанических хребтов.

Породы свиты характеризуются фоновым метаморфизмом на уровне эпидот-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев: в породах основного состава развивается

ассоциация альбит, эпидот, лейкоксен, хлорит, в кислых - альбит, кварц, серицит, хлорит, реже эпидот.

В гравитационном поле над образованиями свиты наблюдается вытянутая в меридиональном направлении, конформно восточному краю крупного гравитационного максимума, слабоградиентная зона пониженных, относительно общего уровня поля, значений силы тяжести. Магнитное поле пониженное, достигает уровня -600 нТл. Западная граница образований свиты фиксируется цепочкой локальных положительных аномалий интенсивностью 100 нТл. Свита дешифрируется в рельефе невысокими широкими увалами меридионального простирания с пологими вогнутыми склонами. Вершины с абсолютными отметками $240-320$ м, осложнены буграми, узкими гривами или сигарообразными овальными горками.

Возраст принят по аналогии с северными площадями.

Видимая мощность шемурской свиты $1000-1200$ м.

Красноуральская свита (O_3-S_1kr). На рассматриваемой площади вулканогенные образования свиты распространены в Восточно-Тагильской СФЗ Красноуральской подзоне на крайнем северо-востоке площади листа в виде узкой субмеридиональной полосы шириной до 1 км, протягивающейся до р. Карабай, правого притока р. Чёрный Шишим, затем выклинивающейся и продолжающейся у восточной рамки листа, уходя за его пределы на широте д. Починок и в виде останцов в кровле серовского комплекса. Ранее эти образования относились к Кировградской свите, являющейся более южным аналогом красноуральской, впоследствии в Легенде [Жданов, 2009] упразднённой.

Западный контакт почти повсеместно тектонический. По туринской системе надвигов у северной рамки граничит с образованиями туринской свиты верхнего силура-нижнего девона, затем с девонскими отложениями перевозской свиты. На востоке граница её с Верх-Нейвинским массивом тектоническая, сопровождается зоной расщепления. На севере и юге красноуральская свита отделена субширотными разломами от ультраосновных пород Верх-Нейвинского массива.

Свита была выделена В.И. Ивановым и А.К. Рогожниковым в 1964 г. в районе красноуральских медно-колчеданных месторождений.

Типовой разрез свиты представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацит-андезитами, дацитами, риодацитами и их туфами, гиалокластитам, туффитами с прослоями кремнистых и углеродисто-кремнистых алевролитов, яшмоидов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Вулканиды свиты составляют непрерывную формацию. Выше описанный разрез вскрыт на месторождении III Интернационала на соседней к северу площади. На территории листа О-40-XXX образования свиты обнажены крайне

плохо и изучались по нескольким профилям картировочных скважин [Зенков, 1979ф]. На Воробьёвском профиле (Рис. 22), пройденном вкрест простирания образований Тагильской мегазоны, в её восточной части. Скважинами С-26 (Прил. 9, № 9) и С-25 (Прил. 9, № 10) вскрыты образования красноуральской свиты в самой широкой части её распространения. В разрезе участвуют базальты, часто рассланцованные до зелёных сланцев, их туфы и риолиты. В нижней части разреза свиты И.И. Зенков [Зенков, 1979ф] описывает афировые, пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туфоалевролиты и туфопесчаники, часто превращенные в зеленые сланцы. Подчиненную роль играют кислые вулканиты.

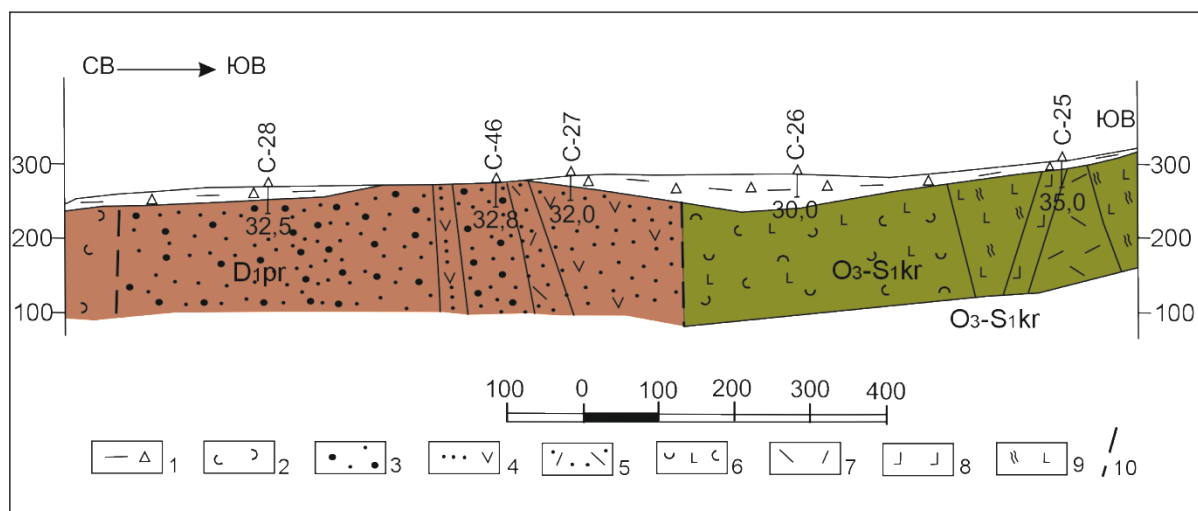


Рис. 22 Геологический разрез в восточной части профиля «Воробьи»
(по И.И. Зенкову)

1 – делювиальные четвертичные отложения; 2 – туфы, туффиты; 3 – песчаник гравелитистый, неравномернозернистый; 4 – вулканомиктовые песчаники с обломками андезитов; 5 – вулканомиктовые песчаники с обломками риолитов; 6 – туфы базальтов, андезибазальтов; 7 – риолиты; 8 – дайки долеритов; 9 – базальты рассланцованные до зелёных сланцев туфы смешанного состава; 10 – тектонические

Восточная часть полосы на широте д. Починок интенсивно метаморфизована в зеленосланцевой фации и целиком сложена зелеными сланцами. Зеленые сланцы альбит-хлорит-эпидот-актинолитовые и альбит-хлорит-эпидотовые. Отмечаются постепенные переходы от базальтов к зеленым сланцам бластопорфировой структуры. Бластопорфировые выделения представлены раздавленными сосюритизированными вкрапленниками плагиоклаза и хлоритизированным уралитом, заместившим вкрапленники авгита. В небольшом количестве развиты кварц-хлорит-альбитовые и кварц-серицит-альбит-хлоритовые сланцы, образованные при метаморфизме кислых пород. Узкая, 0,8-1,5 км, полоса нижней толщи красноуральской свиты северо-северо-восточного простирания прослеживается между Туринской системой надвигов и габбро г. Бунар у северной рамки листа. В карьерах и расчистках, вскрывающих свиту в западной части полосы, наблюдается

переслаивание афировых, плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых базальтов, андезит-базальтов, зеленых сланцев.

Простираение пород северо-северо-западное и северо-северо-восточное, падение от вертикального до западного-юго-западного под углом 35-50°.

Вулканиды сильно изменены. Их основная масса состоит из хлорита, альбита, цоизита, эпидота. Авгит вкрапленников замещен уралитом, плагиоклаз - агрегатом сосюрита или альбита и серицита.

В центральной части ареала распространения свиты она вмещает габброиды г. Бунар расположенные на северном фланге Верх-Нейвинского массива, а восточнее - небольшие тела плагиогранитов. Контакты свиты с габбро интрузивные.

Кислые вулканиды верхней толщи красноуральской свиты слагают ядро синклинальной структуры на северном выклинивании габброидов.

Возраст красноуральской свиты условно принят верхнеордовикским-нижнесилурийским в соответствии с Легендой и по аналогии с северными районами, имеющими биостратиграфическое обоснование.

Мощность красноуральской свиты 1000-1500м

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские образования на площади листа распространены в Западно-Уральской и Тагильской мегазонах. В Западно-Уральской мегазоне в пределах Бельско-Елецкой СФЗ в Иргизлинско-Карской подзоне в Атигском районе выделяется терригенно-карбонатные колчимская свита нижнего силура и язьвинская свита верхнего силура, в Сергинском районе карбонатная аракаевская толща и в Улсовско-Висимском районе карбонатная метелёвская свита нижнего-верхнего силура. Кумбинскую подзону Западно-Тагильской СФЗ составляют павдинская свита непрерывной формации нижнего силура и вулканогенно-осадочная именновская свита нижнего-верхнего силура.

Колчимская свита (S_{1kl}). Образования свиты на площади листа слагают разрез Иргизлинско-Карской подзоны в Атигском районе и прослеживаются полосой шириной 250 - 1200 м от пос. Солдатка до пос. Атиг в крайнем восточном положении в пределах Дружининского блока Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. Подстилающие образования не известны с перекрывающей язьвинской свитой контакт согласный, стратиграфический.

Свита была выделена Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой на р. Бол. Колчим (Северный Урал) в 1949 году. Образования свиты на площади листа представлены известняками доломитизированными, доломитами с прослоями карбонатно-глинистых сланцев,

глинистых известняков, алевролитов и песчаников кварцевых. Обнажённость очень плохая. Разрез свиты изучался по профилям картировочных скважин [Парфёнов, 1983ф], по редким обнажениям (у р. Журавлиха и по восточному берегу Атигского пруда) [Варганов, 1975ф]. Наиболее типичный разрез (Рис. 23) вскрыт в междуречье Журавлихи и Листвянки картировочными скважинами [Парфёнов, 1983ф]. По профилю, пройденному по меридиональной просеке вкрест простирания пород, вскрыт разрез колчимской свиты представленный в основании пачкой глинисто-карбонатных сланцев, сменяющихся глинистыми известняками в скважине С-107 (Прил. 9, № 76), известняками доломитизированными и доломитами в скважине С-102 (Прил. 9, № 75), далее пачка тонко переслаивающихся алевролитов и кварцевых песчаников с прослоями глинистых известняков, известняков доломитизированных и доломитов.

В скважине С-105 в этом же разрезе в интервалах 2,1-16,0 м и 22,6-95,3 м определены табуляты *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* Goldfuss, криноидеи *Cyclocharax* cf. *paucicrenellatus* Le Menn, *Multifidocrinus* cf. *multifidus* Stuk. нижнесилурийского возраста (определения Ф.Е. Янет и В.С. Милициной). В скважине С-106 в интервале 45-100 м определены строматопораты *Cystostroma* ex gr. *concinnum* (Ivanov), табуляты *Angopora* cf. *dubia* Yanet, *Favosites* cf. *gothlandicus* (Lam.), *Rhabdacanthia* ex gr. *rugosa* MEN и ругозы *Microplasma* aff. *gothlandica* (Dyb.) теличского яруса лландоверийского отдела (определения О.В. Богоявленской, Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной). В.Г. Варгановым в старых карьерах у р. Журавлихи собрана фауна табулят *Favosites* cf. *gothlandicus* (Lam.), *F. pseudoforbesi* Sok., *Mesofavosites obliquus* Sokolov теличского яруса лландоверийского отдела (определения Ф.Е. Янет) и нижнего силура в целом.

В.Г. Варганов (1975) считает песчаники с линзовидными прослоями гравелитов основания разреза, аналогичными встреченным далее по разрезу между прослоями карбонатных пород, содержащих органические остатки нижнего силура.

Песчаники серые, кварцевого и полевошпат-кварцевого состава. *Алевролиты* в той или иной степени содержат карбонат, *Доломитизированные известняки* содержат фауну в той же степени доломитизированную и частично перекристаллизованную. *Доломиты* крупнозернистые, возможно первичные, с линзами кварцевых песчаников.

Возраст свиты на основании фаунистических остатков принят нижнесилурийским.

Общая мощность свиты составляет 200 – 500 м.

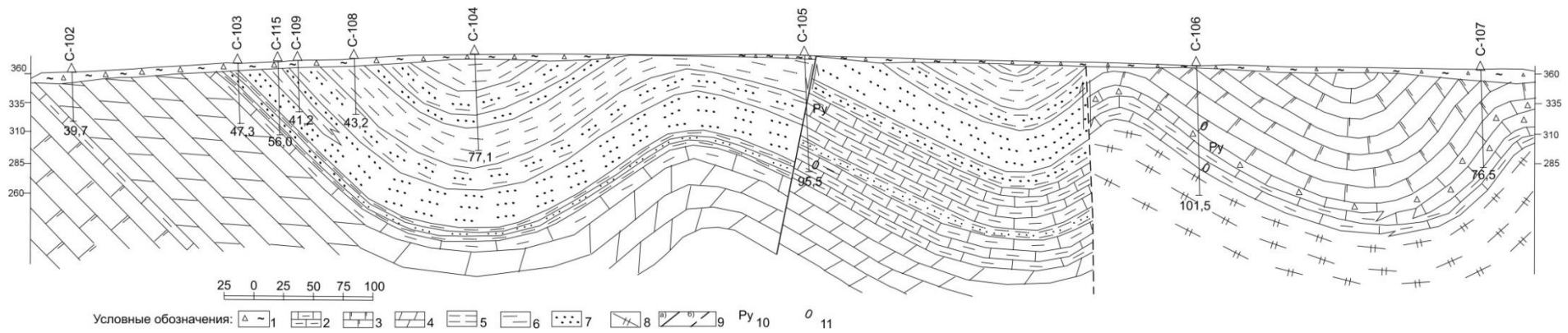


Рис. 23. Геологический разрез колчимской свиты на Атигском участке (по В.В. Парфёнову).

1 – делювиальные отложения; 2 – известняк глинистый, битуминозный, т-серый; 3 – известняк доломитизированный; 4 – доломит; 5 – глинистые сланцы; 6 – алевролиты; 7 – песчаники кварцевые; 8 – известково-глинистые сланцы; 9 – тектонические нарушения а) достоверные, б) предполагаемые; 10 – вкрапленность пирита; 11 – точки с фауной.

Павдинская свита (S_1^{2pv}) на площади листа слагает Западно-Тагильскую СФЗ, Кумбинскую подзону и протягивается в восточной части листа субмеридиональной полосой от северной рамки площади шириной около 2 км, постепенно сужаясь до полного выклинивания к северу от Первоуральска. С перекрывающими образованиями именновской свиты контакт участками согласный и тектонический, с подстилающими образованиями свита имеет тектонические контакты.

Впервые свита была выделена Н.А. Штрейсом в 1951 г. в пределах бывшей Павдинской лесной дачи (лист О-40-ХII), в качестве павдинского горизонта.

Типовой разрез представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, их туфами, туфопесчаниками с прослоями углеродисто-кремнистых сланцев и алевролитов. В верхней части разреза свиты небольшие линзы и прослои известняков с крупными *Megalomus* sp.

Образования свиты на площади листа обнажены крайне плохо и изучались по профилям картировочных скважин. В северной части распространения характерный разрез вскрыт профилем картировочных скважин на широте урочища Воробы (Рис. 24), где контрастный по составу разрез (базальты, андезибазальты, дациты, риолиты) шемурской свиты сменяется на восток тонко переслаивающимися алевролитами и углеродисто-кремнистыми сланцами, затем туфами базальтов, туфоконгломератами, туфопесчаниками с прослоями гравийных песчаников и алевролитов [Зенков, 1979ф].

Следует отметить, что основная часть разреза наиболее изменена вплоть до полного рассланцевания. По буровому профилю, проходящему южнее пос. Починок [Лунегов, 1960ф] разрез существенно вулканогенно-осадочный. Здесь павдинская свита представлена чередованием слоистых туфов и плагиофировых андезибазальтов, базальтов. Породы уралитизированы, впоследствии хлоритизированы. Верхняя часть разреза свиты, вскрытая скважинами, представлена переслаиванием кварц-альбит-серицитовых, хлорит-биотит-альбитовых, углеродисто-эпидот-альбитовых и актинолит-альбитовых сланцев. Простираание пород север-северо-западное, падение на восток 60-70°.

Южнее, на породах шемурской свиты залегает маломощный горизонт туфоконгломератов с галькой мраморов, эпидозитов, филлитовидных сланцев и туфопесчаников [Костромкин, 1973ф]. Выше по разрезу переслаиваются алевропсаммитовые, псаммитовые туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты с редкими прослоями уралитизированных пироксен-плагиофировых базальтов. Во всех породах широко развит метаморфический биотит.

На дискриминационной диаграмме фигуративные точки базальтов павдинской свиты располагаются в поле базальтов вулканических дуг (Рис. 16).

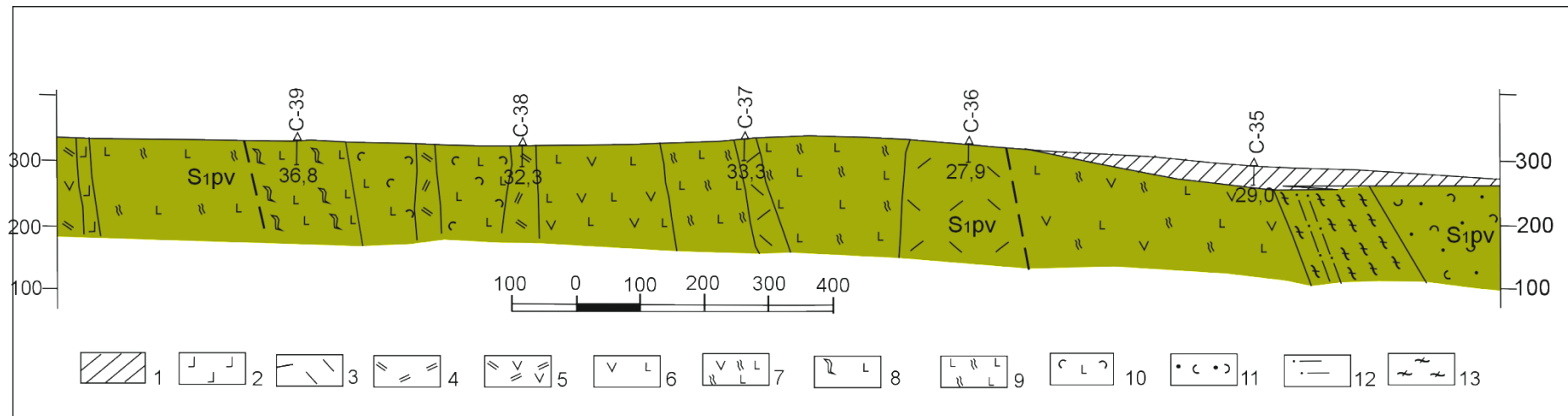


Рис. 24. Геологический разрез павдинской свиты по профилю «Воробьи» (по И.И. Зенкову)

- 1 – кора выветривания; 2 – дайки долеритов; 3 – дайки диоритов; 4 – риолиты; 5 – брекчии риолитов; 6 – дациты;
 7 – дациандезиты; 8 – андезибазальты; 9 – андезибазальты рассланцованные до зелёных сланцев; 10 – базальты;
 11 – брекчиевые лавы базальтов; 12 – базальты рассланцованные до зелёных сланцев;
 13 – туфы базальтов рассланцованные до зелёных сланцев; 14 – туфоконгломераты; 15 – туфопесчаники;
 16 – песчаники гравелитистые; 17 – алевролиты; 18 – углисто-кремнистые сланцы

В целом, в южном направлении заметно сокращается роль кислых вулканитов и андезитов, увеличивается относительное количество туфогенно-осадочных пород.

Возраст свиты принят согласно Легенде [Легенда УС, 2009] и по аналогии с биостратиграфически обоснованными в более северных районах.

Породы павдинской свиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Общая мощность свиты 300-800 м

Метелёвская свита (S_{1-2mt}). Область распространения свиты ограничена Улсовско-Висимским районом Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Располагается в центральной части Уфалейского тектонического блока Билимбаевской дислокационной зоны. К северу от пос. Билимбай выходы свиты прослеживаются до широты пос. Починок, а затем скрываются под надвигами и вновь появляются на поверхности только вблизи северной рамки территории листа, где протягиваются субмеридиональной узкой полосой длиной около 20 км и шириной около 1 км и срезаются Главным Уральским разломом. Повсеместно контакты тектонические как с подстилающей билимбаевской толщей, так и с перекрывающими девонскими известняками вязовской, койвенской и бийской свит объединённых.

Свита была выделена В.В. Шалагиновым при составлении Легенды Уральской серии листов, 2005 г. по Метелёву логу (лист О-40-XXIV) в составе светлых, розоватых массивных известняков, часто мраморизованных. Типовой разрез свиты на изучаемой площади представлен известняками мраморизованными белыми, светло-серыми, розоватыми неравномерно доломитизированными, доломитами. Обнажена свита плохо, изучалась по профилям скважин и в карьерах как действующих, так и заброшенных. В бассейне р. Черемша и в окрестностях д. Крылосово к метелёвской свите отнесены органогенные слабо мраморизованные известняки, вскрытые небольшими карьерами и профилями буровых скважин и выделявшиеся ранее в качестве венлокско-верхнесилурийских отложений. Здесь встречены многочисленные остатки кораллов, в том числе табуляты *Mesofavosites* cf. *obliquus* Sok., *Coenites crassimuralis* Yanet, *Favosites favosus* Goldf., *Parastriatopora* aff. *arctica* (Tchern.), *Palaeohalysites* cf. *anikeevi* Tchern., ругозы *Rhabdacantia* ex gr. *aculeata* Ivsk. et Shur., а также криноидей *Eucaliptocrinites* (?) cf. *subligatus* Mil., *Crotalocrinites rugosus* Milicina, *Desmidocrinus* cf. *macroductylus* Angelin., *Bystrovicrinus* cf. *bullosus* (Yelt. et Stuk.) (определения Ф.Е. Янет и В.С. Милициной) и единичных брахиопод, позволяющих коррелировать эту толщу с верхами венлокского и низами лудловского ярусов. Нами в известняках бассейна р. Черемша (Обн. 206), в п. Билимбай (обн. 53 и 2609) и на восточном берегу Билимбаевского пруда (Обн. 155) собраны конодонты *Ancorodella* cf. *ploekensis* Walliser, *Ozarkodina* cf. *crispa* (Walliser), *Polygnathoides* cf.

siluricus Br. et Mehl характеризующие лудловский возраст данных известняков (определения Г.Н. Бороздиной).

К востоку от бассейна р. Черемша, в районе пос. Билимбай, степень метаморфизма известняков резко возрастает, и они сменяются мелко- и среднезернистыми мраморами, содержащими остатки члеников криноидей и редко конодонтов. В целом, свита соответствует венлокскому и лудловскому отделам нижнего и верхнего силура.

Мощность свиты 300-800 м.

Именновская свита (S_{1-2im}). На площади листа отложения свиты распространены в пределах Кумбинской подзоны Западно-Тагильской СФЗ. В пределах листа свита распространена незначительно в виде двух вытянутых субмеридионально линз: у северной рамки, где она слагает бассейн среднего и верхнего течения рек Кривая, Половинка, 1 Бертеневского Лога – левых притоков р. Тагил и выклинивается чуть южнее широты урочища Воробы; следующая линза южнее р. Чёрный Шишим до широты г. Первоуральска. Свита участками согласно, реже с тектоническим контактом залегает на павдинской свите ($S_1^2 pv$). С туринской свитой ($S_2 - D_{1tr}$) контакт участками согласный, реже – тектонический. С перевозской свитой чаще контакт тектонический, реже с размывом.

Свита была выделена В.М. Сергиевским в районе рек Большая и Малая Именная. Её стратотипический разрез был описан на территории листа О-40-ХІІ и включал лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, в верхах разреза – субщелочных, переслаивающихся с разнообразными вулканогенно-осадочными породами и известняками с фауной верхней части венлокского и лудловского ярусов. Типовой разрез в пределах листа представлен базальтами, андезибазальтами и их туфами, туфопесчаниками, туффитами, известняками. На площади листа образования свиты обнажены крайне плохо и изучались по профилям картировочных скважин предшественников.

В северной линзе именновская свита вскрыта несколькими профилями картировочных скважин и наиболее полный её разрез на широте урочища Воробы в восточной части. Здесь в разрезе участвуют туфы смешанного состава, андезибазальты и их туфы с прослоями песчаников вулканомиктовых неравномернозернистых и гравелитистых. Контакт с перевозской свитой отчётливо тектонический по зоне дробления и линейной коре выветривания вдоль разлома. Южнее р. Чёрный Шишим через Починковский буровой профиль прослеживается узкий южный тектонический клин именновской свиты. В районе пос. Починок ширина выходов свиты 0,5 км. В плане она на западе перекрывает образования павдинской свиты, на востоке тектонический контакт с перевозской свитой. Именновская свита здесь представлена туфопесчаниками основного состава с небольшим количеством лав пироксен-плагиофировых и рассланцованных плагиофировых

базальтов, а затем афировых базальтов. В основании именновской свиты участками находится невыдержанный по мощности (0-20 м) горизонт вулканических брекчий пироксен-плагитофировых и плагитофировых базальтов.

Породы именновской свиты испытали неравномерно проявленный по площади зеленосланцевый метаморфизм, усиливающийся в южном направлении. При этом, лавы часто сохраняют массивную текстуру. *Базальты и андезибазальты* серо-зелёные и зеленовато-серые, массивные и рассланцованные, иногда флюидальные, часто миндалекаменные. Размер миндалин 1-5 мм, они выполнены хлоритом, эпидотом, в центре кварцем и кальцитом. Количество вкрапленников плагиоклаза и пироксена достигает 25-30%, размер их 0,2-2 мм, до 4-6 мм. Клинопироксен замещен агрегатом светлого голубовато-зеленого уралитового амфибола, с игольчатыми и волосовидными концевыми участками, который в свою очередь, замещается хлоритом. Вкрапленники плагиоклаза замещены эпидотом, альбитом и агрегатом соссюрита, сохраняются реликты андезина. В основной массе наблюдаются реликтовые участки пилотакситовой и диабазовой структуры с лейстовым альбитизированным плагиоклазом, апатитом и лейкоксом. Обычно основная масса перекристаллизована, состоит из актинолита, цоизита, эпидота, альбита, хлорита. Поздним является наложенный эпидот-хлорит-кальцитовый парагенезис, иногда с кварцем. В рассланцованных эффузивах по трещинам сланцеватости развит хлорит [Зенков, 1979].

Венлокско-лудловский возраст именновской свиты определен на основании находок остатков конодонтов, табулят, брахиопод и другой фауны, собранной севернее рассматриваемой территории [Зенков, 1979ф; Анцыгин, 2002ф]. Мощность свиты 500-1900 м

Аракаевская толща (S_{1-2ar}) распространена в Сергинском районе Иргизлинско-Карской подзоны. Толща прослеживается у южной рамки листа в двух тектонических блоках. Первый тектонический блок протягивается от южной рамки вдоль железной дороги Дружинино-Атиг и вдоль р. Листвянка узкой субмеридиональной полосой шириной 1 км и длиной 10 км. Второй маленький блок треугольной формы в широтном течении р. Цыбиха. Толща представлена известняками массивными, органогенными часто доломитизированными. В первом блоке в скважине С-101 (Прил. 9, № 79), пробуренной на левом берегу р. Листвянка [Парфёнов, 1983ф], вскрыты известняки массивные, светло-серые, мраморизованные с перекристаллизованными органическими остатками. Немного западнее от этой скважины В.Г. Варгановым [1975] на правом берегу р. Листвянка собраны табуляты *Favosites pseudoforbesi* Sok. верхнего силура (определения Ф.Е. Янет). На соседнем к югу листе в этом же тектоническом блоке собраны и определены из известняков конодонты *Ozarkodina* ex gr. *confluens* (Branson et Mehl), *Coryssognathus* cf. *dubius*

(Rhodes), *Oulodus* aff. *elegans* (Walliser) (заключение Т. М. Мавринской) характерные для отложений лудловского-пржидольского отделов силурийской системы. На Цыбихинском буровом профиле в скв. С-1 на гл. 32 м (Прил. 9, № 82) нами собраны и определены конодонты *Ozarkodina* cf. *crispa* (Walliser) верхнего силура лудловского подотдела, лудфордского яруса (определения Г.Н. Бороздиной).

Возраст толщи принят в соответствии с учётом фаунистических определений как ранний-поздний силур. Мощность аракаевской толщи до 500 м.

Язьвинская свита (S_{2jz}) Образования свиты на площади листа слагают разрез Иргизлинско-Карской подзоны в Атигском районе и прослеживаются полосой шириной 300 - 2000 м от пос. Солдатка до пос. Атиг в крайнем восточном положении в пределах Дружининского блока, согласно перекрывая разрез колчимской свиты. В бассейне р. Белый Атиг образования свиты залегают на колчимской свите без явных признаков несогласия или стратиграфического перерыва, с михайловской свитой контакт согласный. Свита выделена Н.Г. Чочиа и К.И. Адриановой в 1949 г. по р. Язьва. Разрез свиты сложен известняками, доломитами с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. В.Г. Варганов [1975ф], а вслед за ним и Е.А. Успенская [2004ф] описывали на этом уровне в составе кубинских и демидских слоёв известняки плитчатые с фауной кораллов и брахиопод верхнего силура. Эти отложения обнажены по притокам р. Белый Атиг, р. Листвянка, вскрыты шурфами на восточном берегу Атигского пруда и на других участках, содержат достаточно обширную фауну: строматопоры *Plexodictyon* cf. *ludlovicum* Bolchak.; табуляты *Favosites pseudoforbesi* Sok., *Siringopora schmidtii* Tchern.; брахиоподы *Atrypoides camelina* Buch. характерных для карповского и белушьянского горизонтов верхнего силура (определения О.В. Богоявленской, Ф.Е. Янет, И.А. Брейвель). На правом берегу р. Листвянка в её приустьевой части из известняков выделены и определены Г.Н. Бороздиной конодонты *Kockelella* cf. *variabilis* Walliser, *Polygnathoides* cf. *siluricus* Br. et Mehl, *Ozarkodina* cf. *crispa* (Walliser) сизимского и белушьянского горизонтов верхнего силура. Возраст свиты поздний силур. Мощность свиты достигает 400-500м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Образования, переходные верхнесилурийско-нижнедевонского возраста распространены в Зилаиро-Лемвинской СФЗ, Киргишанском изолированном районе и в Западно-Тагильской СФЗ, Кумбинской подзоне. В Зилаиро-Лемвинской СФЗ лемвинские фации представлены терригенно-кремнистыми образованиями плоскокаменной свиты, а в

Западно-Тагильской СФЗ на этом уровне распространён щелочной вулканогенный комплекс туринской свиты.

Плоскокаменная свита (S_2-D_1pk). Кремнистые отложения плоскокаменной свиты распространены в Киргишанском изолированном районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где они участвуют в строении Киргишанского аллохтона, занимая его центральную часть. На западном и восточном склонах Киргишанского хребта образования свиты прослеживаются с севера на юг от широты ст. Кузино до широты разъезда Солдатка, где полоса распространения свиты сужается и далее к югу от широты разъезда Солдатка до южной рамки листа снова расширяется. Нижний контакт тектонический и повсеместно срезан Киргишанским шарьяжем, верхний контакт несогласный с аптечногорской свитой и тектонический с заставкинской свитой.

Свита выделена В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым [Пучков, 1982]. За стратотип свиты приняты обнажения на северном берегу Нижнесергинского пруда в районе г. Камень Плоский за южной рамкой листа.

Свита характеризуется фациальной изменчивостью. Соотношение разных типов пород сильно варьирует по латерали и вертикали разреза.

В стратотипическом разрезе плоскокаменной свиты на северном берегу Нижнесергинского пруда обнажены зеленовато-серые и вишнёвые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты с редкими прослоями кварцевых песчаников, внизу и вверху - известковистых песчаников и известняков, в средней части разреза с подчинёнными прослоями миндалекаменных основных эффузивов. Количество фтанитов вверх по разрезу значительно увеличивается. В нижней части разреза получены конодонты *Plectospathodus extensus* Rhodes, *Pandorinellina inclinatus inclinatus* Walliser, *P. inclinatus posthamatus* Walliser, *Roundya* aff. *truncialata* Walliser. пржидольского яруса верхнего силура (определения В.А. Наседкиной).

Из прослоя известняка в верхней пачке получен комплекс конодонтов *Pandorinellina* cf. *steinhornensis eosteinhornensis* (Walliser). Возраст его, по заключению В.А. Наседкиной, верхний силур, пржидолий, зона *eosteinhornensis*. Во фтанитах верхней части разреза собраны конодонты *Zieglerodina* aff. *remscheidensis* (Ziegler) раннедевонского (нижняя часть лоховского яруса) возраста (определения В.А. Наседкиной, ревизия Г.Н. Борздиной).

На площади листа разрез свиты несколько отличается от стратотипического, он существенно кремнистый, представленный кремнистыми алевролитами плитчатыми от зеленовато-серых до чёрных с маломощными прослоями аргиллитов вишнёвых и зеленовато-серых песчаников и туфоалевролитов. В карьерах (обн. 18 – обн. 22) кремни

тонкоплитчатые, полого падают на восток (Аз. пад. 100° угол $30-40^\circ$). Кремнистые алевролиты зелёные, светло-зелёные переслаиваются с т-серыми до чёрных. Аналогичный разрез изучен на широте ст. Кузино по обоим берегам р. Каменки, где в карьерах зелёные кремнистые алевролиты (обн. 3435) Аз. пад. 70° угол 40° и на другом берегу (Обн. 3436) кремнистые алевролиты зелёные до чёрных смяты в складки с элементами залегания крыльев $180/50^\circ$ и $220/40^\circ$. Кремнистые алевролиты в крайней восточной стенке милонитизированы.

Нами обнаружены и определены конодонты в карьерах и выемках новой дороги на Михайловск в восточном борту Киргишанского увала, на Палёном увале и Парфёновом Камне (обн. 18, 18-1, 19-1, 20-1, 23, 24) и в карьерах по обоим берегам р. Каменки на широте ст. Кузино (в обн. 3435 и 3436) *Lanea* aff. *eleanorae* (Lane et Ormiston), *Pelkyognathus* aff. *serratus* Jentzsch., *Zieglerodina* aff. *remscheidensis* (Ziegler) лохковского яруса, нижнего девона (определения Г.Н. Бороздиной). Вероятно, в изученных и опробованных обнажениях мы наблюдаем только верхнюю часть разреза плоскокаменной свиты. Видимая мощность отложений свиты здесь достигает 200-400 м.

Туринская свита (S_2-D_{1tr}). Вулканогенные образования свиты на площади листа прослеживаются в восточной части Западно-Тагильской зоны в трёх узких тектонических блоках. Первый у северной рамки узким клином с максимальной шириной около 600 м, второй в самой широкой части примерно 600 м на широте устья р. Бобровки длиной около 4 км и южный блок, протягивающийся от западной окраины п. Починок до широты устья лога левого притока р. Шайтанки в её верхнем течении, с максимальной шириной 800 м. Естественные обнажения отсутствуют. Контакты свиты практически везде тектонические и только в третьем клине она согласно перекрывает породы именновской свиты.

Свита выделена Н.А. Штрейсом в 1951 г. по р. Тура. Стратотип свиты им был описан в Исовском районе восточнее п. Маломальский. В стратотипе описано три горизонта: нижний – туфы трахитов и слоистая пачка туфопесчанников, кремнистых туффитов и песчаников; средний горизонт лавовый – трахиты, дайки сиенит-порфиров и верхний горизонт представлен обломочными породами – туфы трахитов, туфопесчаники и лавы трахитов. Образования свиты изучались маршрутами и по материалам предшествующих работ. На площади изучения преобладают лавы трахитов и их туфы. Сведения о свите скудны и незначительны, данные получены в основном по материалам И.И. Зенкова. [Зенков, Шилов, 1979].

Трахиты редкопорфировые, преобладают вкрапленники плагиоклаза или пироксена и плагиоклаза. Вокруг вкрапленников пелитизированного альбита присутствует

оторочка калиевого полевого шпата. *Туфы* состоят из обломков трахитов, трахиандезитов, альбита, апатита, турмалина и др.

Пржидольско-лохковский возраст принят согласно Легенде и биостратиграфическому обоснованию на северных территориях. Мощность туринской свиты на площади листа 600-800 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские образования, развитые на площади листа, слагают Западно-Уральскую и Тагильскую мегазоны. В Бельско-Елецкой СФЗ, Михайловско-Вайгачской подзоне, Полюдовско-Чусовском районе отмечается практически полный разрез девона, представленный: нижнедевонскими терригенными образованиями такатинской свиты; - карбонатными отложениями нижнего-среднего девона вязовской, койвенской, бийской и афонинской свит объединённых; карбонатно-терригенными образованиями среднего девона чусовской и чеславской свит объединённых; терригенно-карбонатными образованиями среднего-верхнего девона пашийской, кыновской, саргаевской и доманиковой свит объединённых; карбонатными образованиями верхнего девона мендымской и аскынской свит нерасчленённых. В Иргизлинско-Карской подзоне в Улсовско-Висимском районе разрез представлен нижнедевонскими терригенными образованиями такатинской свиты; ниже-среднедевонскими карбонатными образованиями вязовской, койвенской и бийской свит объединённых. В Атигском районе разрез представлен ниже-среднедевонскими: михайловской свиты, объединёнными чусовской и чеславской свитами. В Демидском районе разрез представлен ниже-среднедевонскими: объединёнными вязовской, койвенской, бийской и афонинской свитами и объединёнными чусовской и чеславской свитами. В Зилаиро-Лемвинской СФЗ нижний-средний девон представлен терригенными образованиями заставкинской свиты и в Западно-Тагильской СФЗ нижний девон представлен вулканогенно-карбонатными образованиями перевозской свиты.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Образования нижнего девона разнообразны по составу и отражают определённую фациальную характеристику в каждой из структурно-формационных зон. Если в Бельско-Елецкой СФЗ, Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзонах в Полюдовско-Чусовском и Улсовско-Висимском районах нижний девон начинается с терригенного разреза такатинской свиты, то в Иргизлинско-Карской подзоне в Атигском районе разрез нижнего девона карбонатный - михайловской свиты. Здесь в условиях шельфа, зародившегося ещё в силурийское время, продолжает углубляться морской бассейн. В

то же самое время в Зилаиро-Лемвинской СФЗ получила свое развитие существенно вулканогенная аптечногорская свита. В Тагильской мегазоне, Западно-Тагильской СФЗ формируются вулканогенно-терригенно-карбонатные образования перевозской свиты в условиях остаточной островной дуги.

Михайловская свита (D_{1mh}) входит в состав Атигского района Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, выполняет разрез Атигской тектонической пластины. Образования свиты распространены на площади листа в узком тектоническом блоке полосой шириной 300-600 м, дугообразно изогнутой напротив устья р. Листвянка, протягивается от района пос. Солдатка до пос. Атиг. С нижележащей язьвинской свитой контакт согласный, с ниже-среднедевонскими образованиями контакт согласный. Свита выделена В.П. Шуйским в 1973 г. на северном берегу Михайловского пруда [Шуйский, 1973]. В стратотипе разрез свиты представлен глинистыми известняками, мергелями с прослоями известково-глинистых сланцев в составе разреза Демидского района за южной рамкой листа. В известняках обильная фауна остракод, кораллов и криноидей. Типовой разрез свиты на площади листа представлен известняками органогенно-детритовыми слоистыми и глинистыми с прослоями мергелей, аргиллитов, известково-глинистых сланцев.

У пос. Солдатка михайловская свита вскрыта профилем буровых скважин, а в окрестностях пос. Атиг описана в стенках водопроводной траншеи [Варганов, 1975ф, 1981ф] и в небольших фрагментарных выходах на берегу Атигского пруда. По всему разрезу среди известняков органогенно-детритовых слоистых и глинистых фауна строматопороидей, кораллов, брахиопод и остракод, в том числе *Favosites koslowskii* (Sok.), *Striatopora fallacis* Yanet (определения Ф.Е. Янет) лохковского яруса нижнего девона.

Мощность михайловской свиты обычно 250-300 м, на отдельных участках до 500 м.

Такатинская свита (D_{1tk}). На площади листа образования свиты представлены в двух подзонах: Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской Бельско-Елецкой СФЗ. В пределах Полудовско-Чусовского района данные образования протягиваются узкой полосой 300-500 м в правобережье р. Чусовой вдоль западного обрамления Каменногорского тектонического блока. В пределах Улсовско-Висимского района также в виде узкой полосы образования свиты обрамляют с юга Каменногорский тектонический блок от района г. Липовая к северу от п. Билимбай. Выходы такатинской свиты огибают эту вершину с запада, юга и востока и протягиваются далее на север, где скрываются под надвигами. Такатинская свита залегает трансгрессивно на допалеозойских толщах Каменногорского блока. Данные образования в Михайловско-Вайгачской подзоне выполняют Дружининский блок Язьвенско-Чусовской складчато-надвиговой зоны. Верхний

контакт в Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзонах согласный. В Михайловско-Вайгачской подзоне свита начинает самостоятельный седиментационный цикл. Нижний контакт такатинской свиты в Михайловско-Вайгачской подзоне с образованиями венда, а в Иргизлинско-Карской подзоне с образованиями рифея, - несогласный с образованиями рифея и тектонический с образованиями метелёвской свиты или билимбаевской толщи в восточном обрамлении Каменногорского блока.

Свита выделена А.Э. Алкснэ, А.И. Олли, А.П. Тяжевой в 1947 г на Южном Урале в основании эйфельского яруса среднего девона. В настоящее время терригенные отложения свиты относятся к низам эмского яруса нижнего девона, в пределах такатинского горизонта.

Разрез такатинской свиты более или менее однородный и одинаковый для обеих подзон и представлен разномасштабными кварцевыми песчаниками, светлыми, нередко с ко-сой слоистостью с прослоями и линзами алевролитов, гравелитов. Последние отсутствуют в разрезе Иргизлинско-Карской подзоны.

Коренные обнажения свиты крайне редки, в основном, она изучалась по линиям шурфов, карьерам и по материалам бурения предшественников. Наиболее полные разрезы такатинской свиты в Михайловско-Вайгачской подзоне был изучены по р. Дарья у п. Староуткинск, у п. Трёка, на г. Липовая к востоку от с. Нижнее Село. Севернее п. Трёка по материалам В.В. Парфёнова и нами на южном склоне увала по линии шурфов, пройденных в северо-восточном направлении, был изучен контакт такатинской свиты и венда. В зоне контакта под песчаниками такатинской свиты наблюдался пласт бурого железняка видимой мощностью 2 м, залегающий на песчано-глинистой коре выветривания зеленовато-серых алевролитов чернокаменской и усьвинской свит объединённых ($V_2\check{k}+us$). Элементы залегания слоистости: в песчаниках такатинской свиты Аз. пад. $200^\circ < 25^\circ$; в алевролитах венда Аз. пад. $110^\circ < 75^\circ$ [Парфёнов, 1983ф].

В Иргизлинско-Карской подзоне полный разрез был изучен вкрест простирания на Липовском профиле картировочных (Рис. 25) скважин, пройденных с севера на юг, на южном склоне г. Липовая к северу от п. Билимбай. Здесь вскрыты контакты такатинской свиты с рифейскими образованиями и ниже-среднедевонскими. В скважине С-286 (Прил. 9, № 41) были обнаружены обрывки флоры и органы спороношения по определениям М.В. Любимовой *Psilophytales*, появляющиеся в нижнем девоне.

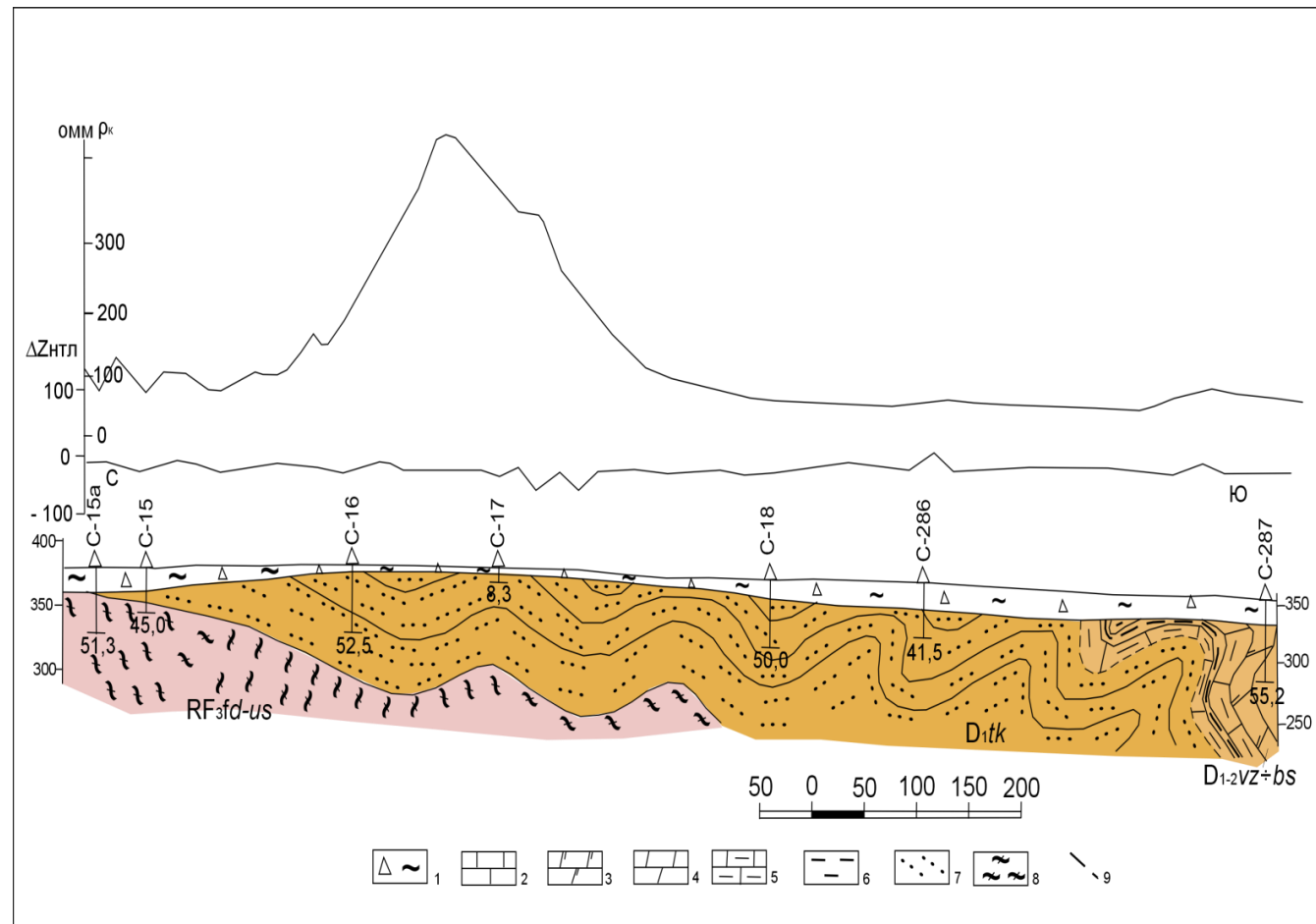


Рис. 25. Геологический разрез по Липовскому профилю (по В.В. Парфёнову)

Условные обозначения: 1 – делювиальные четвертичные образования; 2-6 образования вязовской, койвенской и бийской свит объединённых 2 - известняки органогенные светло-серые, 3 – известняки доломитизированные серые и т-серые, 4 – доломиты, 5 - известняки глинистые, т-серые пелитоморфные, 6 – алевролиты и аргиллиты известковистые битуминозные; 7- песчаники светло-серые с розоватым оттенком, разномеристые такатинской свиты; 8 – филлитовидные сланцы с прослоями песчаников федотовской и усьвинской свит объединённых; 9 – тектонические нарушения

Кварцевые песчаники содержат полевых шпатов не более 3-5%. Песчаники иногда сослоистые, разнотекстурные, прослоями гравийные с линзами кварцевых конгломератов и прослоями алевропесчаников, алевролитов.

Палеонтологические (плохо сохранившиеся остатки псилофитовой флоры) и историко-геологические (начало крупной трансгрессии) данные позволяют коррелировать эту свиту с низами эмса, такатинским горизонтом.

Мощность такатинской свиты в Михайловско-Вайгачской подзоне достигает 120 м, в Иргизлинско-Карской подзоне меняется от 30 до 120 м.

Перевозская свита (D_{1pr}) распространена в пределах Кумбинской подзоны Западно-Тагильской СФЗ, выполняя Западно-Тагильский блок. Образования свиты на площади листа прослеживаются в виде субмеридиональной дуги, шириной 3 км на севере, 1,5-1,2 км в районе пос. Починок, и выклинивающейся на широте г. Первоуральска, уходя за восточную рамку. Нижний контакт перевозской свиты с породами именновской, туринской и павдинской свит тектонический; с породами красноуральской свиты Восточно-Тагильской СФЗ тектонический по Туринской системе надвигов.

Перевозская свита выделена В.В. Шалагиновым по правому берегу р. Лобва и ее притоку р. Талица у пос. Старый Перевоз.

В целом разрез свиты на площади листа представлен мраморизованными известняками, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, туфогравелитами, туфопесчаниками, метаморфизованными базальтами до альбит-серицитовых с цоизитом, эпидотом и актинолитом сланцев в основании. Естественные обнажения крайне редки. Изучалась по редким карьерам и по профилям скважин картировочного бурения [Зенков, 1979ф]. В урочище Воробьи (Рис. 26) скважинами картировочного бурения С-31 (Прил. 9, № 1) вскрыты гравелитистые песчаники, скважиной С-29 (Прил. 9, № 7) туфогравелиты и вулканомиктовые песчаниками с обломками андезитов С-27 (Прил. 9, № 8) и риолитов с прослоем, довольно мощным, известняков мраморизованных светло-серых. Разрез осложнён тектоническими нарушениями.

Известняки, изученные к северу от с. Починок, светлые, массивные, мраморизованные, с перекристаллизованными органическими остатками.

Песчаники тонкослоистые вулканомиктовые. Преобладает обломочный материал кислых вулканитов, кварц, плагиоклаз, есть обломки альбитизированного микроклина, хлоритизированной роговой обманки; в подчиненном количестве присутствуют обломки известняков и вулканитов средне-основного состава, замещенные альбитом, актинолитом, хлоритом, агрегатом соссюрита. Обломочный кварц гранулирован. Обломочный клинопироксен уралитизирован.

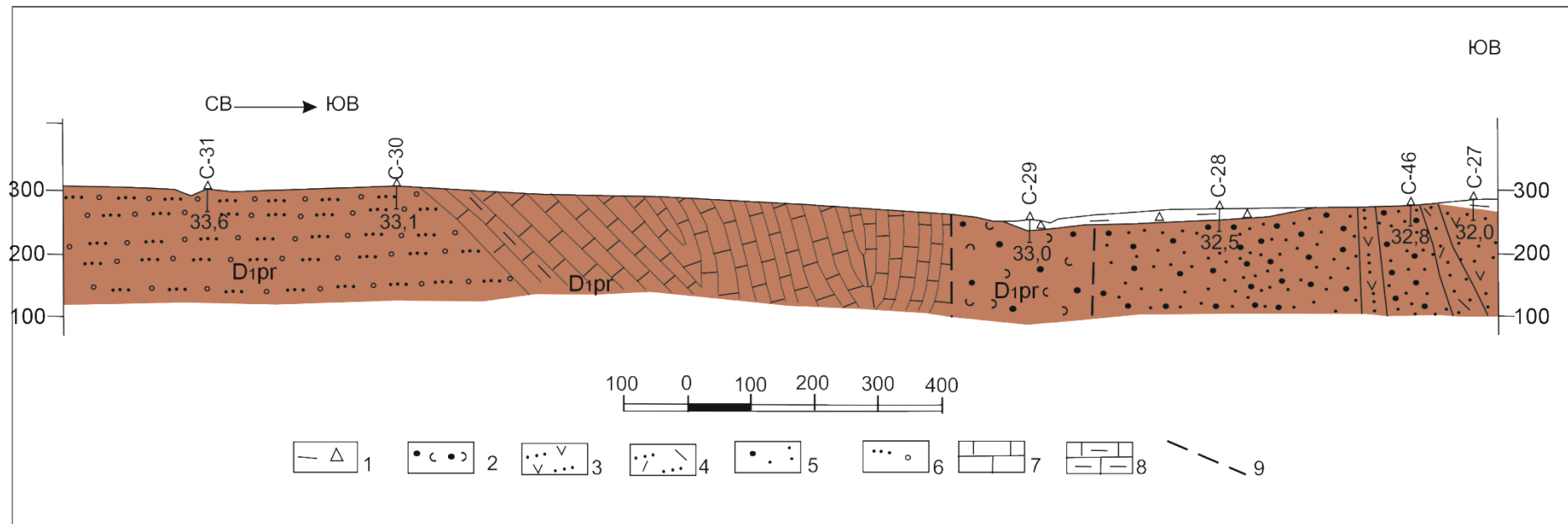


Рис. 26. Геологический разрез перевозской свиты по профилю «Воробы» (по И.И. Зенкову)

1 – делювиальные четвертичные отложения; 2 – туфогравелиты; 3 – вулканомиктовые песчаники с обломками андезитов; 4 – вулканомиктовые песчаники с обломками риолитов; 5 – песчаник гравелитистый; 6 – песчаник неравномернозернистый; 7 – известняки органогенные мраморизованные; 8 – известняки битуминозные; 9 – тектонические нарушения.

Цемент пород перекристаллизован, состоит из альбита, актинолита, хлорита, эпидота, серицита, мусковита. В некоторых разновидностях развит обильный стильномелан.

В западной части бурового профиля залегание пород пологое, близкое к горизонтальному; в восточной (вблизи Туринского разлома) породы имеют крутое восточное падение. Они интенсивно рассланцованы, сплоены, содержат порфиобласты железистого карбоната, вкрапленность пирита, пирротина и магнетита.

На широте д. Пальники нами пройден Пальниковский буровой профиль, в западной части которого скважиной С-10 (Прил. 9, № 17) вскрыты образования перевозской свиты (Рис. 27).

В скважине С-10 до глубины 52,0 м вскрыты более грубозернистые, груборассланцованные вулканические песчаники, в настоящее время превращённые в сланцы благодаря приконтактовым изменениям. Однако в шлифах отчётливо видны реликтовые зёрна плагиоклаза.

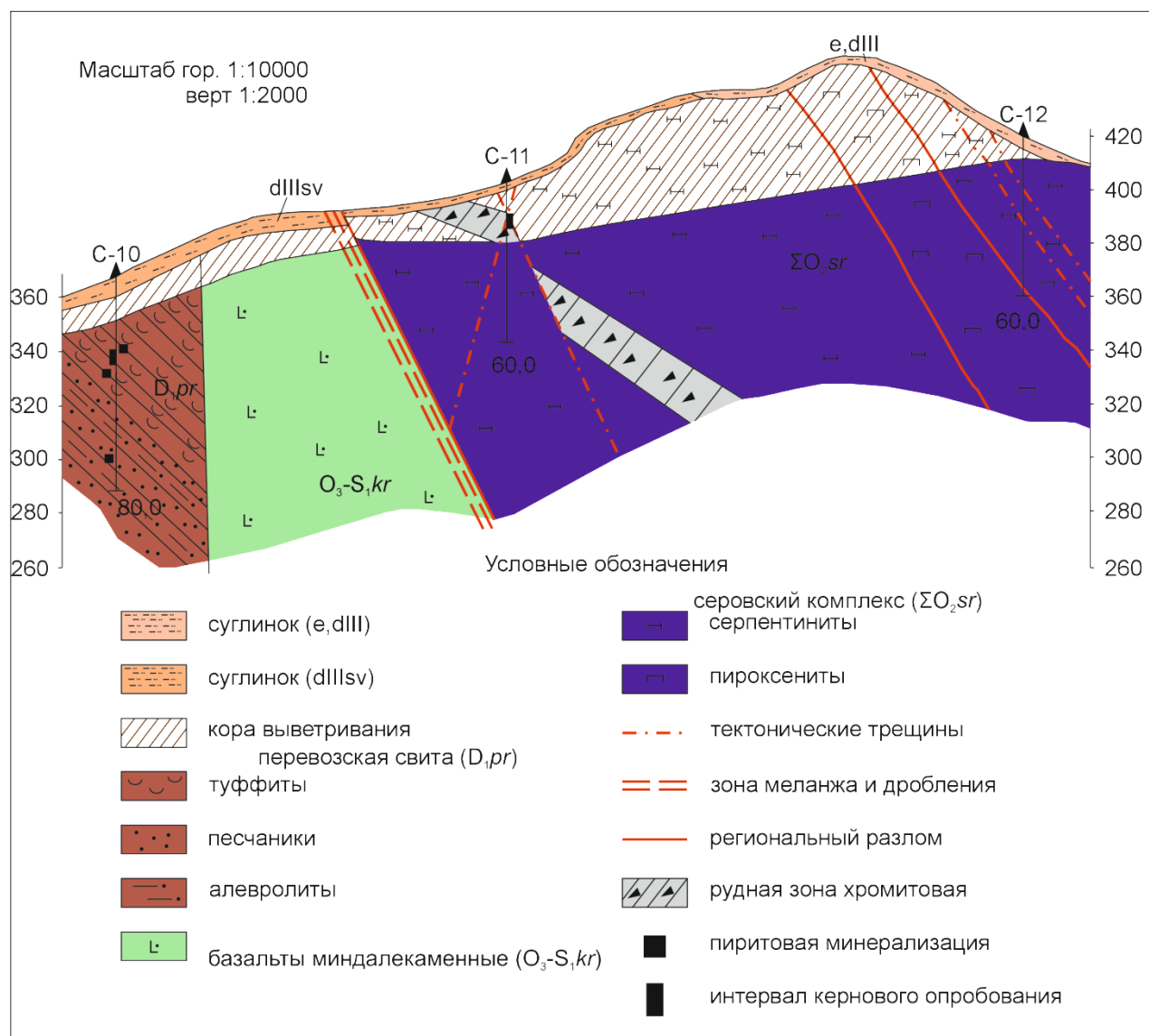


Рис. 27. Геологический разрез по Пальниковскому профилю

С глубины 52,0 м и до забоя ритмично слоистые терригенные образования, изменённые до сланцев, с реликтовой псаммитовой и алевроитовой структуры (Рис. 28).

Разрез по Пальниковскому профилю в целом аналогичен выше приведенному разрезу перевозской свиты в восточной части геологического разреза по линии картировочных скважин к востоку от урочища Воробы.



Рис. 28 Фото керна скважины С-10
Образец керна на гл. 70,5 с ритмом от более грубозернистых № 3
до тонкозернистых терригенных пород № 1
(кружочками показаны места отбора шлифов).

Южнее пос. Починок перевозская свита вкрест простираения пересечена буровым профилем [Лунегов, 1960ф]. Ширина полосы ее выходов здесь 1,4 км. В западной половине свиты базальты метаморфизованы и рассланцованы. Базальты в разрезе представлены незначительно, тем не менее на дискриминационной диаграмме фигуративные точки располагаются в поле базальтов вулканических дуг (Рис. 16).

Падение пород восточное – 56-70°. Метаморфизм в целом по свите зеленосланцевый.

На р. Тагил в районе г. Верхний Тагил собрана фауна табулят *Thamnopora* cf. *aliena* Janet, *Cladopora uralica* Janet; ругозы *Tryplasma* cf. *devoniana* Soshk.; криноидеи *Cupressocrinites* cf. *rossicus* Antr., *C. ovatus* (Schew) (определения Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной, В.С. Милициной) [Зенков, Шилов, 1979ф] относится к пражскому и нижней части эмского ярусов. Мощность свиты непостоянна составляет около 300 м.

Аптечногорская свита (D_{1ap}) слагает разрез Зилаиро-Лемвинской СФЗ Киргишанского изолированного района, выполняет центральную часть Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры Киргишанского аллохтона. Образования аптечногорской свиты слагают склоны и подножья одних из наиболее высоких на площади гор Аптечная и Шолм, а также Киргишанского хребта и хребта Палёный Увал. С нижележащей плоскокаменной свитой контакт несогласный, а с заставкинской свитой согласный.

Свита выделена В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым [Пучков, 1982] и включает, по их данным, вулканогенно-осадочную толщу с вулканитами контрастного состава и терригенно-трахибазальтовую толщу, которые В.Г. Варганов с соавторами относили соответственно к бардымскому комплексу среднего-верхнего ордовика и к нижнему силуру. Долгое время образования свиты частично объединялись в единое подразделение с описанными выше ордовикскими образованиями, а частично относились к несколько более молодым – позднеордовикско-силурийским или силурийским [Варганов и др., 1957ф, 1968ф]

Образования свиты в пределах площади образуют довольно многочисленные фрагментарные выходы и иногда вскрыты небольшими карьерами по добыче камня. Наилучшим же образом свита обнажена в г. Нижние Серги на левом берегу реки Серга (за рамкой) у подножья г. Аптечная (стратотип). Довольно неплохо свита обнажена на р. Заставка, а также вскрыта на её левобережье довольно большим карьером на севере г. Нижние Серги. На северном берегу Нижне-Сергинского пруда участок берега с выходами пород свиты достигает 500 м, а мощность свиты здесь оценивается примерно в 150–160 м. Здесь она слагают крайние западные выходы, расположенные на субширотной его части, а также небольшой тектонический блок к северу от г. Верхние Серги у южной рамки площади. Скважинами 2703 (Прил. 9, № 72) и 2705 (Прил. 9, № 73) [Десятниченко, 1976], пройденными в левобережье реки Скопчихи практически в средней части распространения свиты, вскрыты аналогичные вулканогенные породы.

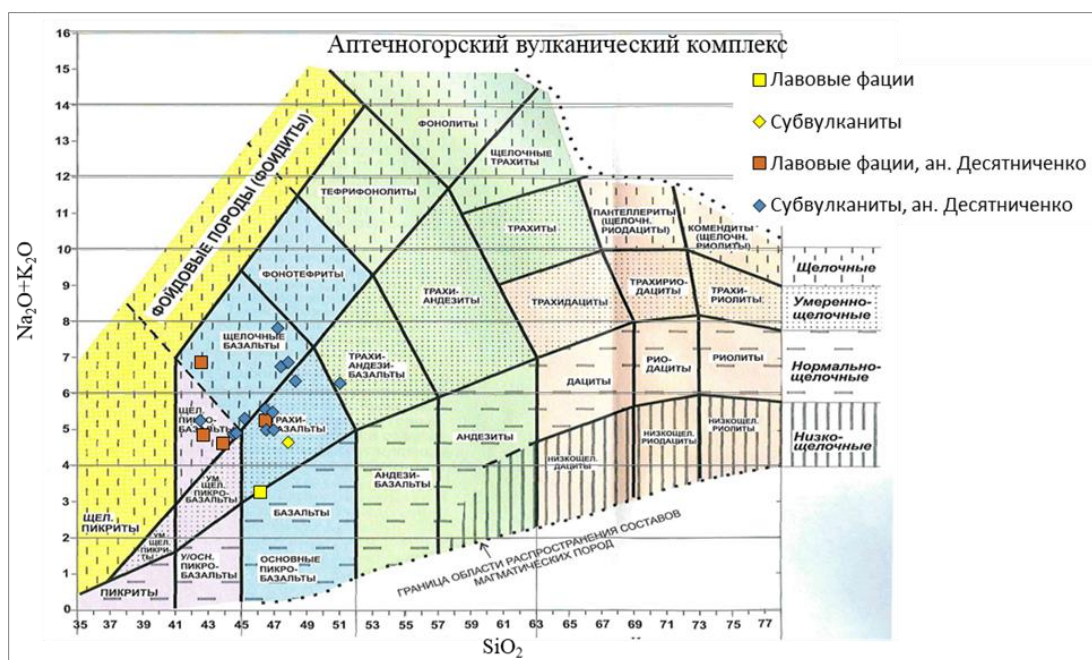


Рис. 29. Диаграмма TAS для вулканогенных образований аптечногорской свиты.

На диаграмме TAS (Рис. 29) фигуративные точки располагаются в полях щелочных пикробазальтов, базальтов и трахибазальтов.

Кроме того, в скважинах, также как и в разрезе (обн. 202), аптечногорской свиты присутствуют лапиллиевые и мелкобомбовые туфы основного состава, туфоалевролиты, туфопесчаники, аргиллиты зелёного и вишнёвого цвета, туфы смешанного состава. Следует отметить, что разрез по скважинам наиболее полный для аптечногорской свиты в отличие от стратотипа. Разрез здесь осложнён субвулканическими телами эссексит-долеритов и трахибазальтов. В скважине 2705 данный разрез прослежен в интервале 19,8 – 524 м вплоть до милонитов постели надвига.

В целом, в составе свиты отмечаются базальты субщелочные, спилитовидные, миндалекаменные, подушечные, лавокластиты, прослои кварцевых песчаников, туффитов и вишнёвых глинистых сланцев с тонкими слойками кремнистых алевролитов. На дискриминационной диаграмме фигуративные точки базальтов располагаются в поле внутриплитных базальтов (Рис. 30).

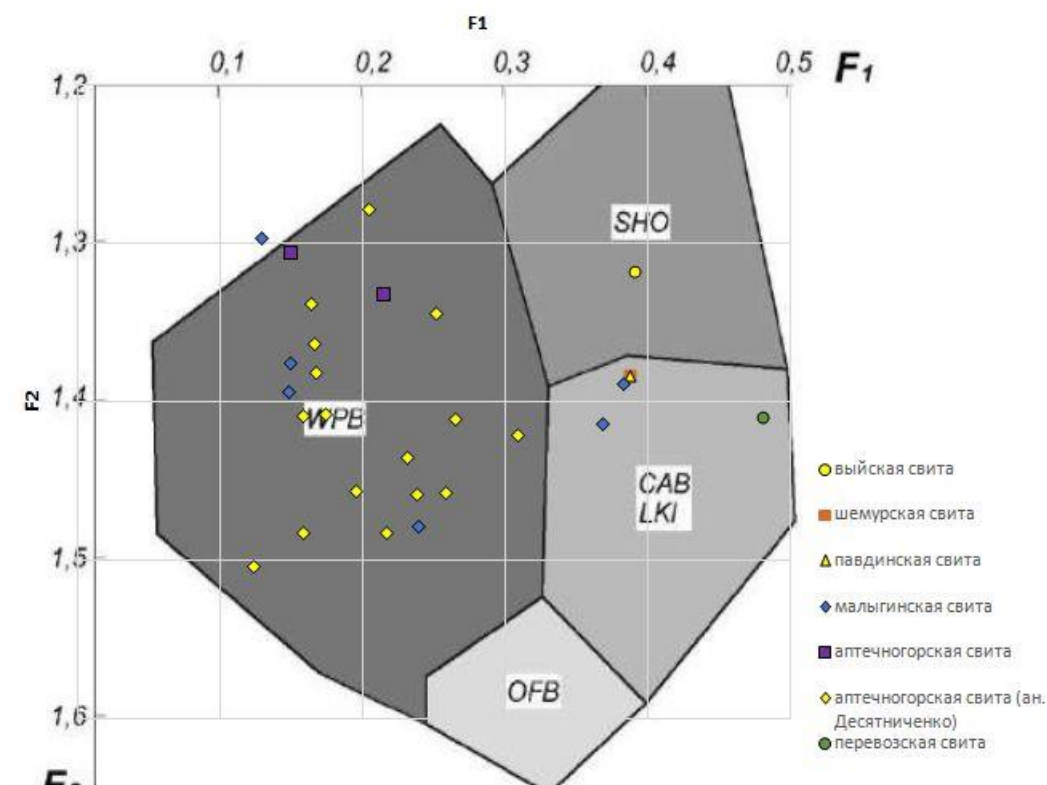


Рис. 30. Дискриминационная диаграмма для разделения базальтов разных геодинамических обстановок (Pearce, 1976)

Поля на диаграмме: WPB - внутриплитные базальты; OFB - океанического ложа; LKI - низкощелочные толеиты; CAB - известково-щелочные (островодужные); SHO - шошониты; OIB - океанических островов.

По петрохимическим данным базальты и трахибазальты высокотитанистые (TiO_2 – от 2,64 до 3,07).

Трахибазальты пироксен-плагииофировые, оливин-плагииофировые, миндалекаменные, часто спилитовидные, гематитизированные, структура редко-микропорфировая, о.м. спилитовая. Вкрапленники пироксена единичные, вкрапленники плагиоклаза нацело альбитизированы и хлоритизированы. Миндалины составляют 10%, размером 1-1,2 мм, выполнены преимущественно гематитом, лимонитом с кальцитовым ядром, одним кальцитом и кальцитом с хлоритовой каймой.

Туфы кристаллито-витрокластические трахибазальтового состава с обломками размером от 3 мм и более трахибазальтов от угловатых до сглаженных форм, вулканического стекла и лимонитизированных шлаковых образований.

Лавокластиты гематитизированных, спилитовидных базальтов брекчиевидной структуры с обломками афировых спилитовидных базальтов. Цемент гидрохимический, резко подчинённый, по составу кварцевый с примесью кристаллических зёрен эпидота. *Песчаник кварцевый* неравномернозернистый, структура псаммитовая, цемент порово-плёночный. В составе кварца 90-95%, примесь плагиоклаза, микрокварцитов, серицит-кварцевых, серицитовых, серицит-хлорит-кварцевых сланцев, кремнистых сланцев. Состав цемента: кварц, карбонат, хлорит, серицит, лимонит, глинистое вещество. Преобладают окатанные и полуокатанные зёрна кварца размером 0,25-0,5 мм.

Алевритистые аргиллиты (туфоаргиллиты?) зелёного и вишнёвого цвета с тонкими (2-3 см) прослойками полимиктовых существенно полевошпат-кварцевых песчаных алевролитов и, вероятно, туфоалевролитов и алевритовых туффитов. В нескольких интервалах мощность этих прослоев – более значительна – до 1 м и, редко, несколько больше.

Для биостратиграфической характеристики свиты конодонты отбирались на всём протяжении её распространения с юга до её северного выклинивания. Нами на крайнем западе обнажённой части северного берега Нижнесергинского пруда (на его субширотном ориентированном участке), где представлен фрагмент верхней части разреза свиты в пробе 203-3 в тонком прослое силицитов среди вишнёвых аргиллитов в вулканогенно-осадочном разрезе обнаружены конодонты *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip), *Eognathodus* sp., *Kimognathus* sp. характерные для пражского яруса нижнего девона. Этот фрагмент разреза протягивается к северному окончанию г. Аптечная. На Палёном увале в обн. 26 и 27 в пачке туфоалевролитов в тонком прослое кремнистого алевролита серовато-зелёного цвета отобраны конодонты: *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip), *Kimognathus* sp., *Pel-ekysgnathus* sp., *Pandorinellina* sp. пражского яруса нижнего девона. У южной рамки листа к северу от г. Верхние Серги в пробе 3101 силицитов, отобранной из задира под ЛЭП на левом берегу р. Цыбиха, выделены и определены конодонты *Belodella* cf. *devonica*

(Stauffer), *Pandorinellina* cf. *steinhornensis miae* (Bultynk), *Pedavis* aff. *pesavis* (Ziegler), *Polygnathus* sp. характерные для пражского яруса нижнего девона. Восточнее, вероятно, в одной из верхних пачек свиты, нами в пробе 105-1 серых и зелёных силицитов, отобранной на ЛЭП у лесопилки у северной окраины пос. Верхние Серги, выделены *Eocostapolygnathus* aff. *pireneae* (Boersma), *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip), *Pandorinellina* aff. *steinhornensis miae* Bultynck), *Pelekysgnathus* sp., *Streptotaxis* aff. *glenisteri* Klapper характерные для пражского и эмского ярусов нижнего девона. В северной половине распространения пород свиты в карьере у истоков р. Петрушиха на восточном склоне высоты 555 м в обн. 121 в пачке ритмично переслаивающихся кварцевых песчаников, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов обнаружены конодонты *Eocostapolygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jaskson, *Pandorinellina* cf. *steinhornensis* (Ziegler) низов эмского яруса нижнего девона. И ещё севернее на западном склоне г. Шадровский камень в обн. 3433, на вершине которой в карьере изучены образования заставкинской свиты, в яшмоидах собраны конодонты *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip), *Eocostapolygnathus* aff. *pireneae* (Boersma), *Kimognathus* sp. пражского яруса нижнего девона (все определения Г.Н. Бороздиной).

Выражение в физических полях неоднозначно. Разрезы с преобладанием лавовых образований и осадочных пород, обладающих низкой магнитной восприимчивостью, находятся в пределах участков локальных понижений магнитного поля. Разрезы же, где много силлов долеритов, обладающих высокой магнитной восприимчивостью, находятся в пределах участков локальных повышений магнитного поля. Где в приповерхностной части породы свиты пользуются значительным распространением (в районе скважин 2703 и 2705), характеризуется некоторым относительным повышением поля силы тяжести, что связано с большим объёмом в их составе базальтоидов, имеющих в целом относительно высокую плотность.

На основании изложенных выше довольно многочисленных палеофаунистических данных возраст пород свиты принимается пражским ярусом нижнего девона. Мощность свиты 350-400 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ – СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

В данном возрастном промежутке в Западно-Уральской мегазоне в пределах Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ имеют распространение как карбонатные, так и терригенные образования в разных подзонах и районах. Существенно карбонатные образования вязовской, койвенской, бийской и афонинской свит объединённых распространены в Михайловско-Вайгачской подзоне, Полюдовско-Чусовской район и в

южной части листа в Иргизлинско-Карской подзоне, Демидский район. Существенно карбонатные образования вязовской, койвенской и бийской свит объединённых распространены в Иргизлинско-Карской подзоне, Улсовско-Висимский район. Карбонатные образования мельничной, рифовой и сказовской толщ объединённых распространены в Сергинском районе Иргизлинско-Карской подзоны,. Терригенные образования распространены в Зилаиро-Лемвинск СФЗ: в Киргишанском изолированном районе - заставкинской свиты и в Бардымском изолированном районе - маяктауской толщи.

Вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты объединённые ($D_{1-2VZ \div af}$) рассматриваются как единое подразделение, поскольку имеют сходный состав и слишком малые мощности, чтобы их можно было полноценно отразить на полотно карты. Данные образования в Полюдовско-Чусовском районе Михайловско-Вайгачской подзоны протягиваются узкой субмеридиональной полосой от 200 м до 2-3 км в западном обрамлении Каменногорского тектонического блока, далее на юг срезаются Сухореченским надвигом, смяты в складки в широтном течении р. Большой Шишим на участке ниже устья р. Осиновки и выклиниваются у р. Большой Расковалихи, срезаясь субширотным разломом. В Атигском районе Иргизлинско-Карской подзоны объединённые свиты фиксируются в западнокиргизанской тектонической пластине в восточной её части в виде линзовидного тела в междуречье Демид и Буй, в небольшом тектоническом блоке в районе левых притоков р. Деми, почти у южной рамки листа и узкой полосой от р. Серги на юге до широты п. Солдатка. На севере срезаются широтным разломом и перекрыты образованиями наурзумской свиты. В Михайловско-Вайгачской подзоне нижняя граница объединённых свит согласная. Известняки вязовского горизонта залегают согласно на песчаниках такатинской свиты, а известняки афонинского горизонта перекрываются образованиями объединённых чусовской и чеславской свит. В Атигском районе нижняя граница подразделения срезана Западнокиргизанским разломом и согласно перекрыта чусовской и чеславской свитами объединёнными, перекрывает михайловскую свиту несогласно.

Вязовская свита сложена известняками, доломитами, глинистыми сланцами, мергелями. Мощность свиты 12-116 м. Фауна вязовского горизонта.

Койвенская свита сложена известняками, мергелями, глинистыми сланцами, доломитами. Мощность свиты 9-15 м. Фауна койвенского горизонта.

Бийская свита сложена известняками, доломитами, глинистыми сланцами, мергелями. Мощность 25-100 м. Фауна бийского горизонта.

Афонинская свита сложена известняками с прослоями доломитов, известково-глинистыми сланцами, мергелями. Фауна афонинского горизонта, мощность 9-13 м.

Часто все свиты присутствуют в едином разрезе и разделить их можно только по фауне.

Объединённый стратон сложен известняками пелитоморфными и глинистыми, неравномерно доломитизированными с прослоями известняков органогенно-детритовых, мергелей, известково-глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, доломитов.

Ранее эти образования картировались В.Г. Варгановым как вязовские, койвенские, бийские и афонинские слои [Варганов, 1975ф] на уровне соответствующих горизонтов. Впоследствии слои были переведены в свиты, каждая в объёме соответствующего горизонта [страт. сх., 1993], которые различаются только по фауне и имеют весьма небольшую мощность (от 9 редко до 100 м). Объединение свит произведено по принципу единого седиментационного цикла.

Новые данные о строении рассматриваемых образований и содержащихся в них палеонтологических остатках получены при проведении тематических работ по изучению разрезов «Усть-Утка», «Афонины Брови», «Баронская», расположенных ниже по течению р. Чусовая на территории листа О-40-XXIV [Анцыгин, 2002ф]. На площади листа образования подразделения обнажены фрагментарно, в основном, изучены предшественниками по профилям буровых скважин и линиям шурфов. В Полудовско-Чусовском районе подразделения обнажены в районе д. Трёка в самой восточной полосе выходов. В Атигском районе Иргизлинско-Карской подзоны подразделения обнажены лучше. Небольшие фрагментарные разрезы наблюдаются у разъезда Солдатка и по берегам р. Белый Атиг в устьях речек Тимаковка, Глухова, по правому берегу Атигского пруда, в п. Атиг, а также изучены по скважинам р. Чёрный Атиг и в придорожных выемках левого бережья р. Демид у южной рамки листа [Варганов, 1975ф]. Нижняя часть объединённых свит, соответствующая вязовскому горизонту, сложена известняками, нередко доломитизированными с обильными остракодами, доломитами с прослоями черных глинистых и желтовато-серых известково-глинистых сланцев. Остракоды вязовского горизонта представлены следующими формами: *Aparchitellina* ex gr. *adrianovae* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Clavofobellina abunda* (Pol.), *Eokloedenella akbutaensis* Rozhd., *Möelleritia* ex gr. *barbotana* (Schm.), *Möelleritia möelleri* (Schm.), *Microcheilinella affinis* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *Parabairdiacypris holuschurmensis* (Pol.) (определения Г.Г. Зенковой). Кроме остракод присутствуют строматопораты *Clathrodictyella pulchra* Bogoyavl., *Clathrocoilona abeona* (Yavor.), *Stromatopora praelonga* Bogoyavl (определения О.В. Богоявленской) и табуляты *Favosites* cf. *wagranensis* Yanet (определения Ф.Е. Янет).

Известняки от светлого до темно-серого и черного цвета, мелкозернистые, афанитовые, глинистые, участками битуминозные и окремненные, остракодовые. Средняя часть, соответствующая койвенскому и бийскому горизонтам, представлена переслаиванием темно-серых до черных доломитов и известняков, с прослоями известково-глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. *Доломиты* мелкозернистые, толстоплитчатые, с неровной поверхностью напластования. *Известняки* глинистые, участками битуминозные, на поверхности напластования мелкие амфипоры, колонии массивных строматопорат и других перекристаллизованных фоссилий. Строматопораты *Stellopora spica* Bogoyavl. (определения О.В. Богоявленской) являются зональной формой бийского горизонта.

Верхняя часть, соответствующая афонинскому горизонту, представлена карбонатным типом разреза и сложена переслаивающимися глинистыми известняками и доломитистыми известняками с прослоями мергелей и известково-глинистых сланцев. Породы темно-серого и черного цвета, часто битуминозные. *Известняки* мелкозернистые, плитчато-слоистые, чаще тонкоплитовые с фауной строматопорат *Amphipora ramosiensis* Yavog. и криноидей *Cupressocrinitus* (?) cf. *tripartitus* Schew. (определения О.В. Богоявленской и В.С. Милициной), являющиеся зональной формой афонинского горизонта. Таким образом, возраст подразделения принимается ниже-среднедевонским в пределах вязовского, койвенского, бийского и афонинского горизонтов. Мощность подразделения 250-550 м в Полюдовско-Чусовском районе и в Атигском районе до 400 м.

Вязовская, койвенская и бийская свиты объединённые (D₁₋₂vz÷bs) рассматриваются как единое подразделение, поскольку имеют сходный состав и слишком малые мощности, чтобы их можно было полноценно отразить на полотне карты, представляют собой единый седиментационный цикл.

Вязовская свита сложена известняками, доломитами, глинистыми сланцами, реже мергелями. Мощность свиты 10-100 м. Фауна вязовского горизонта.

Койвенская свита сложена глинистыми сланцами, известняками с прослоями мергелей и доломитов. Мощность свиты 1-25 м. Фауна койвенского горизонта.

Бийская свита сложена доломитами, известняками, глинистыми сланцами, мергелями. Мощность 15-80 м. Фауна бийского горизонта.

Объединённый стратон имеет распространение в Улсовско-Висимском районе Иргизлинско-Карской подзоны. В отличие от Демидского района имеет некоторые отличия в разрезах и мощностях. В южном обрамлении Каменногорского тектонического блока залегает согласно на такатинской свите (см. рис. 25). Также распространён в виде двух тектонических блоков: первый небольшой вскрыт Бойцовским профилем скважинами С-6 (Прил. 9, № 50) и С-7 (Рис. 31); второй - узкой полосой протягивается

субмеридионально от р. Черемша через Никитинский карьер на Коновалово, далее параллельно южному обрамлению Каменногорского тектонического блока через Сухореченский карьер и далее в меридиональном направлении, линзовидно расширяясь, выклинивается немного севернее широты д. Починок. В целом, разрез однородный и представлен доломитами, известняками глинистыми, массивными и плитчатыми, часто доломитизированными с прослоями глинистых сланцев, добываемыми в выше перечисленных карьерах. В районе Коноваловского карьера разрез в основном доломитовый, здесь нижняя часть разреза имеет тектонический контакт с малыгинской свитой, в известняках присутствуют маломощные прослои вишнёвых глинистых сланцев.

Известняк глинистый тёмно-серый, до чёрного, битуминозный, плитчатый. *Известняк серый массивный* органогенный, строматопоровый, доломитизированный, часто содержит прослои углисто-глинисто-карбонатных сланцев. *Доломиты* тёмно-серые до чёрных, массивные и слоистые, мелкозернистые или афанитовые.

В Сухореченском карьере преобладают доломиты. В однородной пачке глинистых известняков с прослоями доломитов определена фауна: табуляты *Favosites goldfussi* d'Orb., *Syringopora* cf. *eifeliensis* Schlüt., *Thamnopora aliena* Yanet; ругозы *Tryplasma* cf. *aequabilis* Lonsd.; брахиоподы *Conchidiella* cf. *tenuicostatus* Litv., *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), остракоды *Carbonita grandis* Pol., *Möelleritia möelleri* (Schm.), *Knoxiella insERICA* Pol., *Polenovula crassa* (Pol.) вязовского – бийского горизонтов (определения Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной, М.Г. Брейвель, Г.Г. Зенковой).

Нами возле Никитинского карьера из плитчатых известняков (обн. 15-5 р. Черемша) выделены конодонты *Ozarkodina* cf. *carinthiaca* (Schulze) эмса, в т-серых глинистых известняках (обн. 212-2 Коноваловский карьер) конодонты вязовского горизонта *Belodella devonica* (Stauffer), *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegler) и в скважинах Бойцовского профиля: в т-серых глинистых известняках С-6/28,0 *Ozarkodina* cf. *carinthiaca* (Schulze), в т-серых брекчированных известняках С-7/16,8 и серых слоистых известняках С-7/43,3 *Pandorinellina* cf. *steinhornensis* (Ziegler) вязовского горизонта (определения Г.Н. Бороздиной). Возраст подразделения принимается в пределах вязовского, койвенского и бийского горизонтов нижнего и среднего девона.

Общая мощность этих образований 250-550 м.

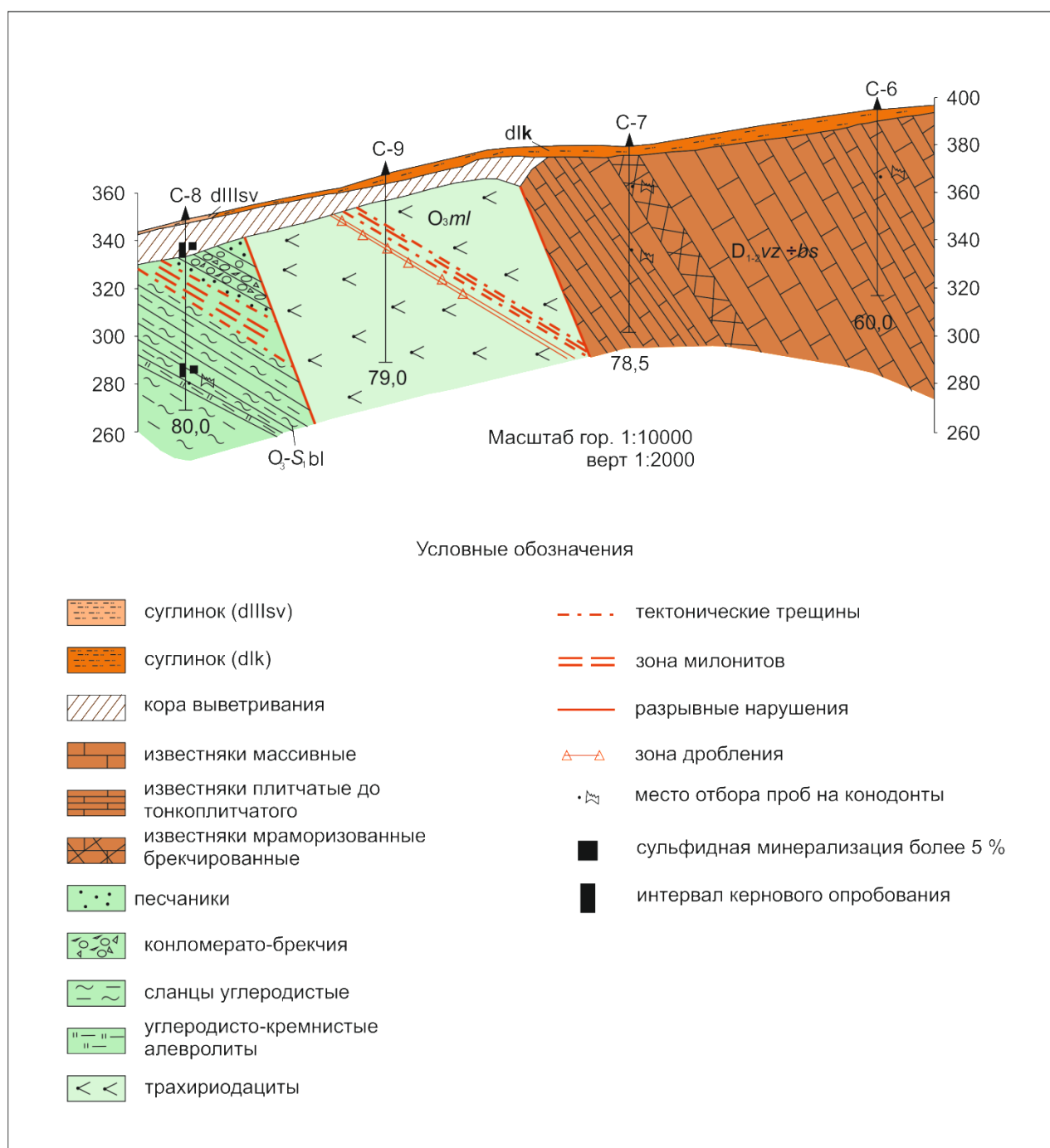


Рис. 31. Геологический разрез по Бойцовскому картировочному профилю.

Мельничная, рифовая и сказовская толщи нерасчленённые ($D_{1-2}ml-sk.$) В связи с незначительным распространением, весьма плохой обнаженностью и невозможностью разделения этих толщ, они объединены в одно подразделение. Карбонатные образования нерасчленённых толщ на площади листа в Сергинском районе Иргизлинско-Карской подзоны распространены у южной рамки листа в тектоническом блоке ЮЗ – СВ простираения от северной окраины г. Верхние Серги до верховий р. Листвянка. Образования осложнены тектоникой, разбиты на несколько блоков развёрнутых относительно друг друга, смяты в складки. Представлены известняками массивными, органогенными, в

основании глинистыми известняками с прослоями чёрных глинистых и глинисто-известняковых сланцев. Разрез нижней части подразделения, принадлежащий мельничной толще, (Рис. 32) вскрыт профилем скважин С-100 (Прил. 9, № 78) – С-97 (снизу-вверх):

- глинистые известняки и глинисто-известняковые сланцы;

- глинистые известняки с линзами и прослоями чёрных глинистых сланцев. В скв. С-100 на гл. 107 м определены табуляты *Cladopora actiosa* Yanet, криноидеи *Hexacrinites* cf. *dentatus* (Quenst) сиякского горизонта лохковского яруса (определения Ф.Е. Янет), что соответствует и по характеру разреза и по возрасту мельничной толще. Рифогенные известняки водорослево-криноидные были изучены предшествующими работами [Парфёнов, 1983ф] в карстовых воронках и в широтном течении р. Цыбиха в старом бурожелезняковом карьере. Известняки серые, светло-серые массивные, рифогенные падают на восток круто, под углом 70°. В обн 1122 (карстовая воронка) были определены криноидеи *Hexacrinites* (?) *dentatus dentatus* (Quenst.) нижнего-среднего девона (определения В.С. Милициной) [Парфёнов, 1983ф].

В настоящее время воронки осыпались, карьер зарос и завален мусором. Возраст принят в пределах лохковского, эмсского и нижней части эйфельского (бийский горизонт) ярусов. Общая мощность подразделения составляет 500 м.

Заставкинская свита (D_{1-2ZS}). На площади листа распространение терригенных образований свиты в пределах Киргишанского аллохтона Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры. В Киргишанском изолированном районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ свита составляет верхнюю часть разреза, несогласно перекрывает образования аптечногорской свиты, участками несогласно ложится на образования плоскокаменной свиты, перекрывающие образования отсутствуют.

Свита выделена В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым [Пучков, 1982] в Бардымской подзоне. За стратотип свиты ими принят разрез на левом берегу р. Заставка, у южного окончания хр. Паленый Увал сразу за южной рамкой листа. В основании свиты залегают:

- однородные массивные желтовато-серые кварцевые песчаники. Мощность пачки 10-12 м. Задернованный интервал по мощности около 12-15 м;

- пачка переслаивания светло-желтых кварцевых песчаников, серых алевролитов и зеленоватых плитчатых кремней с тонкими (1-10 мм) прослоями голубоватых аргиллитов общей мощности 7 м. В средней части обнажения, в прослое аргиллита под мощным пластом песчаника найдены *Polygnathus costatus* Klap., *P.* cf. *dobrogensis* Marau., *P.* ex gr. *linguiformis* Hinde. позднего эмса – раннего эйфеля.

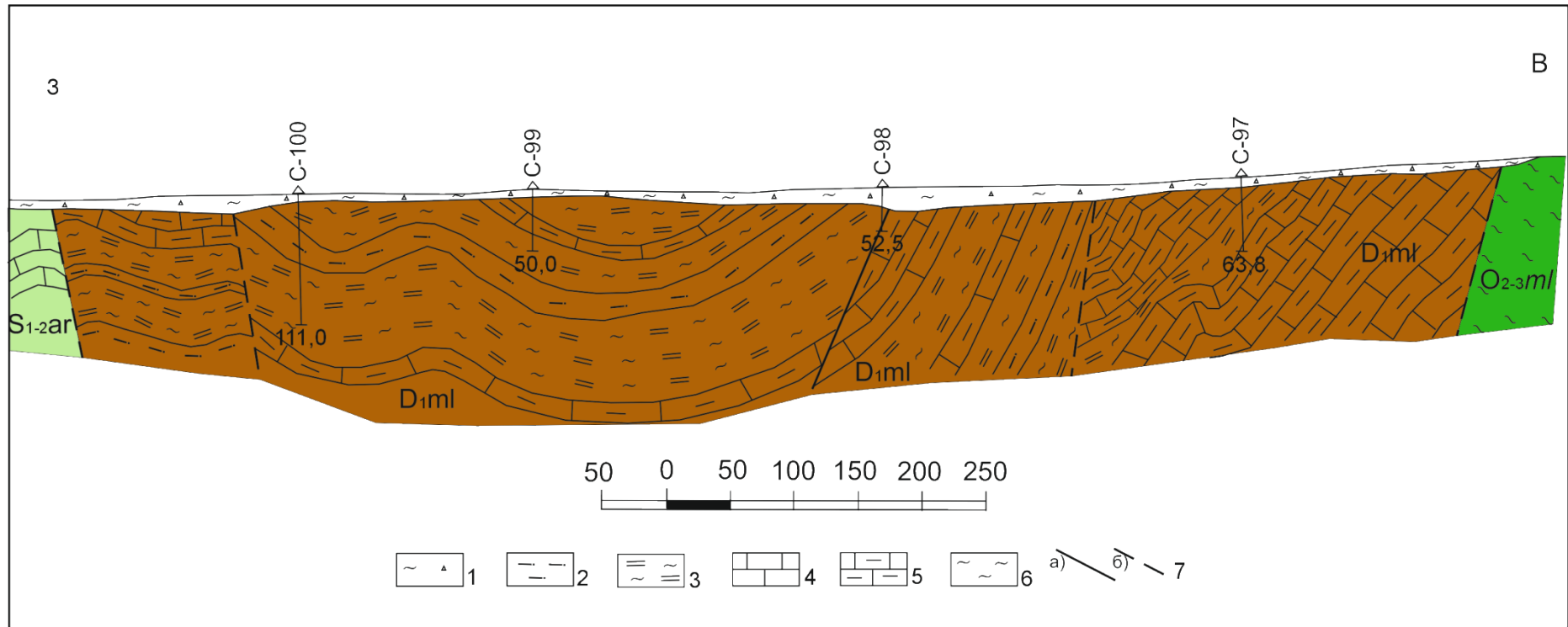


Рис. 32. Геологический разрез в левобережье р. Листвянка (по В.В. Парфёнову)

1 – делювиальные четвертичные отложения; 2 – алевролит; 3 – сланец известковистый;

4 – известняк светло-серый, органогенный, мраморизованный, массивный; 5 – известняк тёмно-серый, глинистый, плитчатый; 6 – сланцы зелёные аповулканогенный; 7 – тектонические нарушения а) достоверные, б) предполагаемые; подписи на рисунке: D₁ml – мельничная толща, S_{1-2ar} – аракаевская толща и O_{2-3ml} – малыгинская свита.

Типовой разрез свиты представлен песчаниками кварцевыми с прослоями зеленовато-серых и вишнево-коричневых алевролитов и аргиллитов, содержащих тонкие слойки силицитов, вверху прослой и линзы конгломератобрекчий.

В северной части аллохтона от широты пос. Кузино до широты Чеботаево отложения свиты протягиваются узкой изогнутой полосой (0,2-2,5 км) вдоль осевой части Киргишанского хребта. На г. Шадровский Камень залегают на породах аптечногорской свиты, южнее которой с запада срезаются разломами, а на востоке лежат на аптечногорской свите согласно. В составе свиты здесь преобладают светло-серые почти белые тонкозернистые кварцевые массивные песчаники с редкими прослоями (до 1,5-2 м) темно-серых плитчатых песчаников с тонкими слойками серых кремней среди них. В широтном течении р. Песчаная довольно мощные линзы конгломератобрекчий (25-36м), состоящих из угловатых и окатанных обломков голубых, серых и черных фтанитов, цемент песчано-кварцевый слабый. Вероятно, эти линзы представляют собой тектониты, фиксирующие широтный разлом, перекрытый образованиями неогена.

В нижней части Киргишанского аллохтона к югу от широты ст. Солдатка до северной окраины г. Нижние Серги прослеживаются две полосы выходов отложений свиты. Восточная полоса повторяет простираание осевой части хребтов Киргишанского и Паленый Увал. Здесь восточный контакт повсеместно согласный с аптечногорской свитой, а на западе тектонический. Западная полоса выходов приурочена к западным отрогам хребтов на правобережье рек Заставка и Средняя от г. Шолм на юге. Типовой разрез заставкинской свиты в этой полосе в обнажении 200 (Прил. 9, № 80), находящемся к СЗ от стратотипа, заваленного при наводнении 2020 г., пачка ритмично переслаивающихся глинистых аргиллитов вишнево-коричневых и зеленовато-серых алевролитов сменяется кварцевыми песчаниками сначала плитчатыми с Аз. пад. $85^{\circ}<50^{\circ}$, затем более массивными с линзами конгломератобрекчий. Обломки в которых представлены кремнистыми алевролитами от 5-10 см до 1-2 см слабо окатанных, цемент песчанистый соприкосновения. Затем пачка конгломератобрекчий с линзовидными прослоями неравномернозернистых песчаников. Скорее здесь обнажена верхняя часть разреза свиты. Отложения заставкинской свиты в этом районе залегают с размывом на кремнистых образованиях плоскокаменной свиты на востоке и на юге и юго-западе согласно на аптечногорской.

В восточном направлении в сторону г. Парфенов Камень в обнажении 201 разрез представлен массивными и толстослоистыми разномасштабными светло-серыми кварцевыми песчаниками, которые южнее г. Парфенов Камень, слагают хр. Паленый Увал, где располагается типовой разрез средней части свиты.

Таким образом, отличительной особенностью заставкинской свиты является преимущественное развитие в составе свиты песчаников, состоящих из хорошо окатанных зерен кварца и угловатого щебня в песчаниках, присутствие обломков фтанитов и кремнисто-глинистых сланцев в песчаниках, наличие линз и горизонтов кремнистых конгломератов-обрекчий среди них. Прослои и пачки слоистых фтанитов в составе толщи имеют подчиненное развитие. Нами на г. Шадровский Камень (обн. 232) в прослое серого кремня в кварцевых песчаниках собраны конодонты *Polygnathus aff. costatus partitus* Klapper одной из зон среднего девона бийского горизонта.

Возраст заставкинской свиты соответствует верхам эмского и низам эйфельского ярусов. Общая мощность до 250 м.

Маяктауская толща (D₁₋₂mj) на площади листа распространена в Бардымском изолированном районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Хорошо изучена на соседнем к югу листе в примыкающем к изучаемой площади фрагменте конденсированного разреза на р. Средняя мощностью 7 м разрез следующий (снизу-вверх):

- пачка мощностью 3,5 м светло-серых пелитоморфных слабоглинистых известняков с тентакулитами лоховского яруса и конодонтами лаховского и пражского ярусов;
- пачка мощностью 3,5 м переслаивающихся силицитов и кремнистых аргиллитов с конодонтами эмского и эйфельского (бийский горизонт) ярусов.

На площади листа О-40-XXX разрез толщи представлен силицитами и песчаниками. Распространена толща у южной рамки в виде 3 тектонических клиньев. Первый - к западу от г. Шолм где на продолжении разреза по р. Средняя на север на площадь листа коренных выходов силицитов не встречено, но фрагментарно совместно с песчаниками силициты наблюдаются в делювии. Второй располагается на правом берегу р. Тимакина. В обнажении 205 на протяжении 98 м в борту трассы Н-Серги - Михайловск вскрыта пачка переслаивающихся зеленовато-серых, серых алевролитов с прослоями кремней и кварцевых песчаников, в отличие от заставкинской свиты кварцевые песчаники мало-мощные, а в отличие от аптечногорской свиты здесь отсутствует вулканомиктовый материал. Азимут падения пород 60°, угол 40°. В данном обнажении органических остатков обнаружить не удалось. Третий тектонический клин фиксируется у южной рамки западнее реки Цыбихи в её меридиональном течении при впадении в р. Серга по бывшей железной дороге за садами элювиально делювиальные выходы силицитов на продолжении разреза с южного листа. Таким образом, возраст толщи принимается согласно Легенды, как ранний-средний девон с общей мощностью 90 м.

ДЕВОН, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Образования среднего девона на площади листа приурочены к двум подзонам Бельско-Елецкой СФЗ: Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской.

Чусовская и чеславская свиты объединённые ($D_2\check{c}s\pm\check{c}l$) на площади листа преимущественно распространены в Полюдовско-Чусовском районе Михайловско-Вайгачской подзоны, сложены песчаниками, с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев, мергелями, глинистыми известняками; вверху известняками органогенно-обломочными с прослоями глинистых известняков, мергелей и доломитов. Практически в том же составе распространены в Демидском и Атигском районах Иргизлинско-Карской подзоны.

Чусовская свита сложена песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, мергелями, реже известняками с фауной чусовского горизонта, мощностью 3,5-35 м.

Чеславская свита имеет тот же разрез, что и чусовская, но фауна чеславского горизонта. Мощность 1-30 м. Таким образом, разделить свиты можно только по фауне, часто они вместе присутствуют в едином разрезе.

Образования объединённых свит в Полюдовско-Чусовском районе протягиваются узкой (до 400м) прерывистой полосой субмеридионального простирания в направлении на ЮВ до широты с. Слобода, затем поворачивают на юг, расширяясь до 2 км и дробясь на блоки и затем выклиниваются на широте п. Первомайский. Здесь образования объединённых свит выполняют Язьвинско-Чусовскую складчато-надвиговую зону. В Атигском и Демидском районах Иргизлинско-Карской подзоны практически в том же объёме в пределах Западнокиргизанской тектонической пластины и в западной части Атигской тектонической пластины. В Демидском районе в виде разрозненных тектонических блоков у южной рамки листа. В Атигском районе протягивается узкой полосой в пределах Западнокиргизанской тектонической пластины и к востоку от Киргизанского шарьяжа.

Подразделение в Атигском районе согласно залегает на вязовской, койвенской, бийской и афонинской свитах объединённых или срезается Западнокиргизанским и Киргизанским шарьяжами и несогласно перекрывается нерасчленёнными мендымской и аскынской свитами. С перекрывающими образованиями объединённых пашийской, кыновской, саргаевской и доманиковой свит в Полюдовско-Чусовском районе большей частью контакт согласный, иногда осложняется тектоническими нарушениями. В Демидском районе в пределах Западнокиргизанской тектонической пластины контакт с перекрывающими орловской и устькатавской свитами объединёнными тектонический. Коренные выходы пород подразделения редки, в основном в береговых обнажениях или

искусственных выработках, поэтому изучались предшественниками с участием большого количества буровых работ.

В Полюдовско-Чусовском районе в бассейне р. Каменка, судя по материалам буровых работ, в средней части рассматриваемых свит среди известняков присутствуют (и то не везде) лишь отдельные прослои алевролитов и мелкозернистых известковистых песчаников, что свидетельствует о постепенном замещении песчаников чусовского горизонта глинистыми и темно-серыми органогенно-детритовыми известняками чеславского горизонта.

Наиболее полный разрез образований подразделения вскрыт в западной части Кормовищенского профиля буровых скважин (Рис. 33). Образования объединённых свит вскрыты скважинами С-275 (Прил. 9, № 33) – С-279 (Прил. 9 № 35).

В целом, разрез по профилю следующий: в нижней части разреза кварцевые песчаники с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. В верхней части разреза глинистые и известково-глинисто сланцы, тёмно-серые глинистые битуминозные известняки. Переход от песчаников к глинистым известнякам постепенный через переслаивание алевролитов. Образования подразделения согласно перекрывают образования объединённых вязовской, койвенской, бийской и афонинской свит. В Демидском районе к западу от впадения в р. Демид первого правого притока (р. Морозково) по профилю СХІ в скважинах 81,84 и 85 в пачке глинистых сланцев и песчаников В.Г. Варгановым обнаружена флора *Psilophyton goldschmidtii* Halle по определениям М.В. Любимовой ниже-среднедевонского возраста.

В известняках скважин С-278 и С-276 отмечаются табуляты *Crassialveolites crassus* (Lec.), *Scoliopora* cf. *denticulata* M-Edw. et Haime и брахиоподы *Emanuella subumbona* (Hall.), *Stringocephalus burtini* Deifr., позволяющие сделать вывод об эйфельско-живетском возрасте объединённых свит (определения Ф.Е. Янет, М.Г. Брейвель). В Атигском районе коренных обнажений не встречается, использовались материалы буровых работ предшествующих ГРР. В соответствии с имеющимися данными возраст подразделения принят как средний девон в пределах чусовского и чеславского горизонтов. Общая мощность в Полюдовско-Чусовском районе составляет 70-350 м и в Демидском районе до 300 м, в Атигском районе 100-300м.

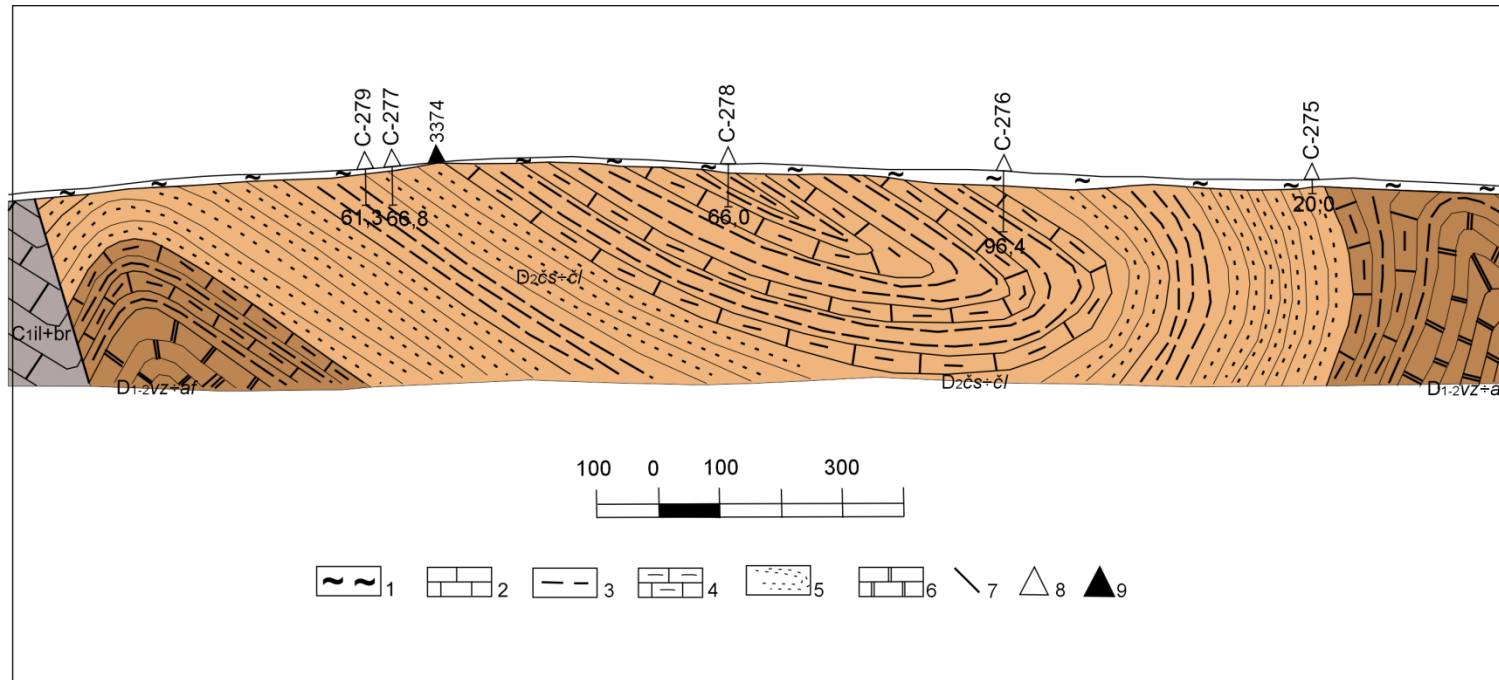


Рис. 33. Геологический разрез девонских образований по западной части Кормовищенского профиля.

1 – делювиальные четвертичные образования, 2 – известняки органогенные серые до тёмно-серых, 3 – глинистые и карбонатно-глинистые сланцы, 4 – известняки тёмно-серые глинистые, 5 – песчаники кварцевые, 6 – известняки т-серые битуминозные, доломитизированные, 7 – тектонические нарушения, 8 – скважины картировочного бурения предшественников (Парфёнов, 1983), 9 – обнажения собственных исследований.

ДЕВОН, СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Образования этого возрастного уровня распространены на площади листа в двух структурно формационных зонах. Существенно кремнистый разрез корсаковской свиты распространён в Бардымском изолированном районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ, а терригенно-карбонатный разрез пашийской, кыновской, саргаевской и доманиковой свит объединённых в Полюдовско-Чусовском районе Бельско-Елецкой СФЗ.

Корсаковская свита (D_{2-3kr}) детально изучена на соседнем к югу листе, там же расположен стратотип свиты. Свита выделена В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым [Пучков, 1982, Иванов, 1983] на речке Корсаковка у г. Орлова. Ранее отложения свиты относились либо к верхнему ордовику-нижнему силуру [Варганов, 1975ф], либо включались в состав терригенно-кремнистых образований нижнего девона–нижнего эйфеля [Гилёва, 1976ф, 1989]. В составе свиты описаны плитчатые светлые кремни и фтаниты, переслаивающиеся с кремнистыми брекчиями. Плитчатые кремни перекрывают песчаники заставкинской свиты и содержат конодонты среднего девона, выше по разрезу – конодонты франского возраста. На площади листа свита распространена незначительно восточнее г. Шолм. в виде узкого (не более 400 м) тектонического клина на продолжении с юга тектонической пластины. Здесь коренные обнажения отсутствуют, в развалах отмечаются плитчатые кремни, фтаниты и кремнистая брекчия. С запада эта пластина ограничена Западнокиргизшанским шарьяжем и имеет тектонический контакт с образованиями маяктауской толщи. Возраст принят согласно Легенды. Общая мощность составляет 150 м.

Пашийская, кыновская, саргаевская и доманиковая свиты объединённые ($D_{2-3p\div dm}$) рассматриваются как единое подразделение, поскольку имеют сходный состав и слишком малые мощности, чтобы их можно было полноценно отразить на полотно карты, Образования подразделения распространены в Полюдовско-Чусовском районе, Михайловско-Вайгачской подзоны.

Пашийская свита сложена песчаниками, алевролитами, известняками с фауной пашийского горизонта, мощностью 5-70 м.

Кыновская свита сложена глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками, мергелями и известняками с фауной кыновского горизонта, мощностью 15-45 м.

Саргаевская свита сложена известняками, известково-глинистыми сланцами, мергелями, доломитами, известняками доломитизированными. Фауна саргаевского горизонта. Мощность 3-30 м.

Доманиковая свита сложена известняками, известково-глинистыми сланцами, реже мергелями и доломитами. Фауна доманикового горизонта. Мощность-40 м.

Часто описанные образования фиксируются в едином разрезе и различить их по литологии невозможно, только по фауне, т.к. свиты выделены в объёме соответствующих горизонтов.

Выходы этих отложений на площади листа протягиваются по правобережью р. Чусовая от северной границы листа в виде узкой полосы (до 400м), которая южнее д. Курья срезается разрывным нарушением. Выше по течению р. Чусовая эта толща вновь выходит на поверхность в районе д. Трёка в виде двух небольших линз, откуда прослеживается далее на юго-запад в виде двух узких полос, осложнённых тектоническими нарушениями и разбитых на отдельные блоки. Выклиниваются данные образования на широте ст. Перескачка.

Пашийская свита согласно, с постепенным переходом, залегает на известняках челябинского горизонта. На всём протяжении согласно перекрывается нерасчленёнными мендымской и аскынской свитами.

Типовой разрез представлен известняками пелитоморфными с прослоями глинистых известняков, глинистых и известково-глинистых сланцев мергелей и доломитов, внизу кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты; в основании линзы оолитовых железных руд.

Рассматриваемый объединённый стратон обнажён фрагментарно и в основном изучался по скважинам и шурфам предшествующих ГРП. Значительно более полные сведения получены в результате изучения ряда разрезов на смежной с севера территории [Анцыгин, 2002ф].

Нижняя часть разреза на широте Староуткинска обнажена небольшими фрагментами чередующихся известняков, мергелей, глинистых сланцев с фауной ругоз *Disphyllum paschiense* (Soshk.) и брахиопод *Schisophoria* ex gr. *striatula* Schloth. пашийского и кыновского горизонтов (определения М.В. Шурыгиной, М.Г. Брейвель), по р. Селихе (Дружинино) в самой южной оконечности подразделения, обнажен фрагмент разреза, где на протяжении 750 м в низких глыбовых выходах наблюдаются известняки серые, светло-серые с прослоями тёмно-серых известняков. В известняках содержится фауна амфиопор, строматопор, кораллов, редких брахиопод и остракод [Варганов, 1960ф]. Фауна имеет, в основном, широкий возрастной уровень. Ругозы *Disphyllum fascicularis* (Soshk.) (определения М.В. Шурыгиной) позволяют относить эти известняки к кыновскому-саргаевскому горизонту. Наиболее высокий возрастной уровень фауны содержится во фрагменте разреза к ЮВ от г. Новоуткинска (шурф 308) и в обнажении 1934 по правому притоку, впадающему в Новоуткинский пруд. [Печёнкин, 1961ф]. В серых, тёмно-серых с ругозами, часто битуминозных, иногда глинистых известняках собраны брахиоподы

Leiorhynchus cf. *megistanus* (Le Hon), *Cyrtospirifer* ex gr. *markovskii* Nal. доманикового горизонта (определения М.Г. Брейвель).

К СЗ от п. Слобода в береговых обнажениях выходят глинистые алевролиты, глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы, линзы кварцевых песчаников, в основании карбонатные сланцы и глинистые известняки с фораминиферами *Parathuramina radiata* Antrop., *Calcisphaera rara* Reitl. верхнего девона (определения Л.Г. Петровой); ругозами *Disphyllum fascicularis* (Soshk.) кыновского горизонта (определения М.В. Шурыгиной); брахиоподами *Pseudoatrypa devoniana* (Webst.) живета-низов франа (определения М.Г. Брейвель). Наиболее полный разрез подразделения вскрыт шурфами линии 40 в верховьях р. Долматихи (Рис. 34). По линии шурфов западнее УЖД (шурфы 1804, 1817 – 1822) вскрыты образования чусовской и чеславской свит объединённых ($D_2\check{c}s-\check{c}l$) согласно перекрытых образованиями пашийской, кыновской, саргаевской и доманиковой свит объединённых ($D_2-3p\check{s}-dm$).

Ш-1803 в 30 м на запад от УЖД – серые глинисто-карбонатные сланцы с прослоями мергелей на забое. В западной стенке шурфа т-серые плитчатые глинистые известняки.

+ 90 м Ш-1547 (Прил. 9, № 28) – серый слоистый глинистый известняк (мергель) с линзами т-серого известняка. Встречаются редкие стяжения бурого железняка. Аз. пад. $110^\circ < 25^\circ$. Из прослоев известняка определены фораминиферы живетского – франского ярусов.

+43 м Ш-1823 – коричневые, прослоями серые, глинисто-карбонатные сланцы Аз. пад. $110^\circ < 45^\circ$.

+ 65 м Ш-1824 – тёмно-серый, до чёрного, пятнами буроватый глинистый известняк с фораминиферами *Calcisphaera rara* Reitl., *Parathuramina radiata* Antr. живетского-франского ярусов (определения Л.Г. Петровой).

+6 м Ш-1825 – голубовато-серые выветрелые глинистые сланцы. На забое и в западной стенке шурфа чёрные глинистые известняки Аз. пад. $90^\circ < 45^\circ$.

+6 м Ш-1548 – т-серые с голубоватым оттенком, глинистые сланцы с прослоями и линзочками желтовато-бурого кварцевого песчаника Аз. пад. $110-120^\circ < 30^\circ$.

+25 м Ш-1826 – серые глинисто-кремнистые сланцы. Вероятно, здесь контакт глинисто-карбонатной мощностью 130 м и песчано-алевритово-кремнистой пачек.

+85 м Ш-1549 – тонкопереслаивающиеся серые кремнистые сланцы и сверло-серые алевролиты с маломощными прослойками м/з кварцевого песчаника.

+125 м Ш-1550 – элювий серых кремнистых сланцев и светло-серых кварцевых алевролитов.

+100 м Ш-1551 – серый кварцевый алевролит Аз. пад. $110^\circ < 15-20^\circ$.

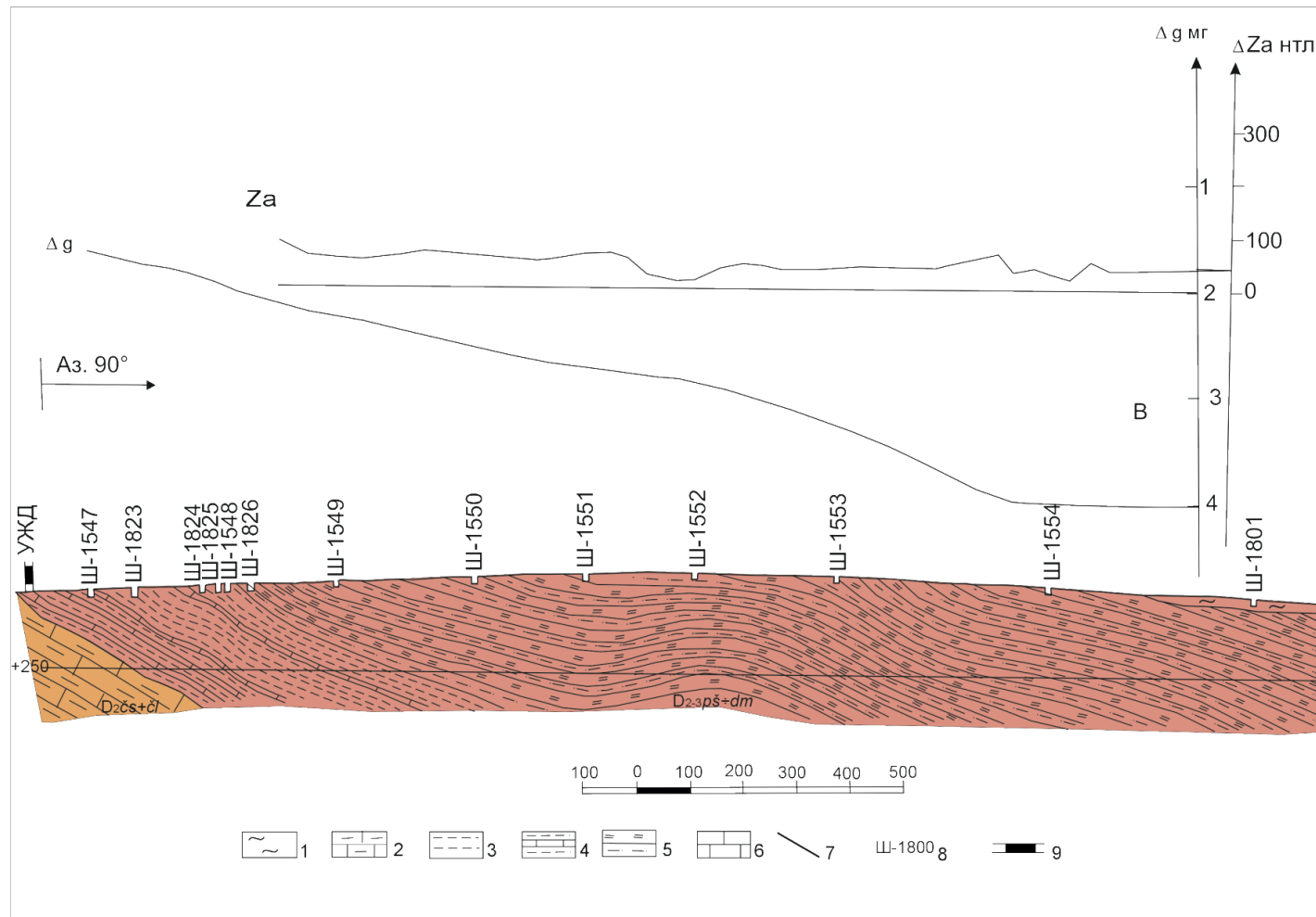


Рис. 34. Геологический разрез по линии шурфов № 40 (по В.В.Парфёнову)

1 – делювиальные четвертичные образования, 2 – известняк т-серый до чёрного, глинистый (мергель) с прослоями глинисто-карбонатных сланцев, 3 – сланцы глинистые, 4 – сланцы глинисто-карбонатные с прослоями т-серого глинистого известняка, 5 – тонко переслаивающиеся глинистые, кремнистые сланцы, кварцевые алевролиты и песчаники; 6 – известняки серые, органогенные, 7 – тектонические нарушения, 8 – номера шурфов линии 40, 9 – узкокалейная железная дорога

+100 м Ш-1552 – светло-серый кварцевый алевролит на глинистом цементе.

+130 м Ш-1553 – серый кремнистый сланец, ближе к забою сменяющийся светло-серым алевролитом. Аз. пад. $120^\circ < 35^\circ$

+200 м Ш-1554 (Прил. 9, № 29) – сплошной элювий светло-серых алевролитов.

Далее на восток коренные породы шурфами не вскрываются из-за большой мощности рыхлых отложений, но имеется глыбовый материал серых органогенных известняков, вероятно, верхней части разреза.

Возраст объединённых свит на основании органических остатков верхний живет – нижний фран в пределах пашийского, кыновского, саргаевского и доманикового горизонтов.

Мощность рассматриваемого объединённого стратона изменяется от 200 м вблизи северной границы района до 500 м в районе пос. Коуровка.

ДЕВОН, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Карбонатные образования верхнего девона распространены в пределах Бельско-Елецкой СФЗ в двух подзонах: Михайловско-Вайгачской, Полудовско-Чусовском районе – образования мендымской и аскынской свит нерасчленённых, а в Иргизлинско-Карской подзоне, Демидском районе – образования орловской и устькатавской свит объединённых.

Орловская и устькатавская свиты объединённые (D_{3or+uk}). Подразделение распространено на площади листа ограничено в одном тектоническом блоке у южной рамки листа и составляет верхнюю часть разреза Демидского района Иргизлинско-Карской подзоны. Подробно описано на соседнем к югу листе О-40-XXXVI. В.Г. Варганов выделял в качестве верхнефранской толщи серые и т-серые амфипоровые известняки, залегающие с размывом на известняках живета с бокситовым горизонтом в основании [Варганов, 1980ф]. На изучаемой площади подразделение обнажено слабо, единичные низкие выходы по левому берегу р. Демид. Фаунистически охарактеризовано верхнефранскими фораминиферами в разрезе за южной рамкой в скальных обнажениях Курортной скалы. Мощность данных образований на площади листа составляет 250 м.

Мендымская и аскынская свиты нерасчленённые (D_{3mn-as}). В Язьвинско-Чусовской складчато-надвиговой зоне образования нерасчленённых свит протягиваются вдоль правобережья р. Чусовая от северной границы листа, севернее п. Трёка срезаются Чусовским разломом, затем вновь появляются в нижнем течении р. Бол. Шишим, а затем резко поворачивают к югу и прослеживаются до широты ст. Дружинино в виде разобщённых

тектонических блоков. Известняки данного подразделения согласно залегают на подстилающих отложениях объединённых пашийской, кыновской, саргаевской и доманиковой свит и согласно перекрываются кремнисто-известняковой толщей верхнего девона – нижнего карбона. Образования нерасчленённых свит выполняют Дружининский и Чусовской блоки. Наиболее полная характеристика мендымской и аскынской свит нерасчленённых бассейна р. Чусовая приведена в отчете Н.Я. Анцыгина и др. [Анцыгин, 2002ф] на сопредельной к северу территории.

На площади листа выходы на поверхность фрагментарные по берегам р. Чусовая и её притокам. Наблюдается два типа разреза этого уровня. В первом - известняки тёмно-серые, глинистые с прослоями известково-глинистых сланцев с фораминиферами франафамена. Данный тип разреза был изучен на р. Трёка в 1 км выше устья и на р. Чусовой в 1,5 км к СВ от п. Нижнее Село. Во втором типе разреза по рр. Фаламиха, Б. Шишим известняки серые и тёмно-серые, глинистые с брахиоподами *Athyris angelica* Hall, *Hypothyridina cuboides* Sow., *Cyrtiopsis zilimensis* Nal., *Gypidula biplicata* (Schnur.), *Plicatifera mugodjarica* Nach., *Teodossia anossofi* Vern. мендымского и аскынского горизонтов (определения М.Г. Брейвель). Нами на р. Большой Шишим у бывшего дома отдыха (обн. 229) а также у п. Прогресс (Обн. 230 и 231) из известняков выделены и изучены конодонты *Icriodus cf. alternatus* Br. et Mehl, *Polygnathus cf. normalis* Miller et Youngq. мендымского и аскынского горизонтов (определения Г.Н. Бороздиной).

Мощность нерасчленённых свит изменяется от 200 м (западные разрезы) и до 300 м (восточные разрезы).

ДЕВОН, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – КАРБОН, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кремнисто-известняковая толща (D₃-C_{1ji}) распространена в Полюдовско-Чусовском районе Михайловско-Вайгачской подзоны. Протягивается в виде полосы шириной 300-500 м вдоль долины р. Чусовая от северной границы листа до с. Трёка. На участке от Нижнего Села на севере и Дружинино на юге простирание этой толщи, как и всех других распространённых здесь отложений, изменяется на близмеридиональное. Все образования осложнены многочисленными тектоническими нарушениями и разбиты на многочисленные тектонические блоки. Здесь выходы кремнисто-известняковой толщи прослеживаются в виде нескольких параллельных полос или выступают в ядрах отдельных антиклиналей. Толща представлена известняками пелитоморфными, сгустковыми, участками доломитизированными с прослоями кремнистых микрослоистых пород, спонголитами.

Типовые разрезы толщи находятся севернее изученной территории вдоль долины р. Чусовая на участке между пос. Усть-Утка и пос. Чусовое. Здесь кремнисто-известняковая толща подразделяется на три литологические пачки [Анцыгин, 2002ф]. Нижняя пачка (до 65 м) (Камень Романовский) переслаивания известняков, кремней и известняковых брекчий, отвечает по возрасту мурзакаевскому и лытвинскому горизонтам фауны (фауна фораминиферы и конодонты). Средняя пачка (до 100 м) ((Камень Зимник, г. Старуха), представленная исключительно слоистыми, плитчатыми окремнёнными известняками, возраст которых на севере распространения соответствует нижней части турнейского яруса, до упинского горизонта включительно. Верхняя пачка (160-240 м) (Камень Жёлтый) переслаивания известняков и кремнистых пород имеет возраст от упинского до косьвинского горизонта (фауна фораминиферы).

На площади листа разные части толщи в виде скальных выходов известны у с. Трёка и с. Коуровка, в нижнем течении Бол. Шишим (восточная полоса), а в районе пос. Дружинино вскрыты карьерами.

Отложения нижней и средней пачек западной полосы кремнисто-известняковой толщи описаны на правом склоне р. Чусовая, выше устья р. Трёка, где на протяжении 600 м обнажаются известняки видимой мощностью до 50 м. Известняки серые, темно-серые, слабо битуминозные, окремнелые, янослоистые, со стяжениями, линзовидными включениями (до 10 см) черных кремней. Отдельные прослои известняков органогенные, органогенно-детритовые. Известняки смяты в складки с Аз. пад. крыльев $320^{\circ}<35^{\circ}$ и $100^{\circ}<30-35^{\circ}$. Среди органогенных прослоев известняков отмечаются криноидные с остракодами и ругозами, водорослевые известняки, включающие фаменский (кушелгинский) комплекс фораминифер: *Septaglomospiranella compressa* Lip., *S. cf. nana* Reitl., *S. cf. opulenta* (Durk.), *Quasindothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Q. cf. communis simplex* Vdov.; конодонты мурзакаевского-лытвинского горизонтов (обн. 224 и 2613) *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler, *P. cf. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *P. cf. rugosa ampha* Miller (определения Т.И. Степановой, Г.Н. Бороздиной). В восточной полосе на р. Большой Шишим в 2 и 3,5 км выше его устья в известняках серых, темно-серых, слабо битуминозных, окремнелых со стяжениями и линзовидными включениями черных кремней (обн. 223 длиной 105 м и 2612 длиной 268 м) собраны конодонты мурзакаевского – лытвинского горизонтов *Palmatolepis cf. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Polygnathus cf. perplexus* Thomas, *Pseudopolygnathus cf. brevipennatus* Ziegler (определения Г.Н. Бороздиной). Слоистость в известняках с Аз. пад. $100-105^{\circ}<20-30^{\circ}$. У В.В. Парфёнова есть данные о конодонтах выше по течению от наших сборов на р. Б.Шишим обн. 5013 *Palmatolepis cf. rhomboidea*

Ziegler макаровского-мурзакаевского горизонтов фаменского яруса (определения В.А. Наседкиной), что вполне согласуется с нашими данными.

Средняя - верхняя пачка прослежена во фрагментарном разрезе к югу от д. Каменка в правобережье р. Каменка (обн. 225). Здесь на протяжении 160 м обнажены известняки серые до т-серых с линзами чёрных кремней, внизу переслаивающиеся известняки серые и чёрные полностью окремнелые со спикулами губок, вплоть до спонголитов. Из известняков серых выделены конодонты турнейского яруса *Polygnathus* aff. *parapetus* Druce, *Siphonodella* aff. *sulcata* Huddle (определения Г.Н. Бороздиной).

Наиболее полный и непрерывный нижней части толщи верхнего фамена известен в районе ст. Дружинино. Он вскрыт большим карьером на правом склоне долины р. Утка. Послойное описание этого разреза проведено В.Г. Варгановым [1960ф], а биостратиграфическое расчленение сделано М.В. Постоялко [Щербаков, 1969].

Разрез здесь представлен серыми и темно-серыми слоистыми и толстослоистыми, реже массивными известняками, содержащими прослои доломитов и глинистых известняков. В обобщенном виде [Варганов, 1980ф] в разрезе «Дружинино» выделяются образования верхней части разреза:

Пачка 1 - известняки серые и тёмно-серые с редкими включениями кремней, слоистые, частью доломитизированные, пелитоморфные, комковатые и сгустковые, с прослоями светло-серых и кремовых доломитов и зеленовато-серых известковистых аргиллитов. В известняках содержатся фораминиферы: *Parathurammia cushmani* Sul., *P. dagmarae* Sul., *P. suleimanovi* Lip., *Septatournayella lebedevae* Pojark., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. ex gr. konensis* (Leb.) (определения М.В. Постоялко), а также водоросли и остракоды. Мощность 40 м.

Пачка 2 - серые доломитизированные грубослоистые сгустковые и комковато-сгустковые известняки. Из известняков собраны и определены фораминиферы: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Bisphaera malevkensis* Bir. Низов турнейского яруса (определения М.В. Постоялко) и др.; а также, кораллы, брахиоподы и остракоды.

Пачка 3 - серых, тёмно-серых слоистых известняков с включениями кремней, комковатых и детритовых известняков с фораминиферами: *Earlandia aljutovica* Reitl., *Tournayella discoidea* Dain., *Chernyshinella minima* Lip. упинского горизонта и *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Ch. disputabilis* (Dain.), *Ch. triangula* Lip., *Endothyra chernyshinelliformis* (Lip.), *Latiendothyra latispiralis* (Lip.) черепетского горизонта (определения М.В. Постоялко). Суммарная мощность 2 и 3 пачек 38-40 м.

Пачка 4 – известняки тёмно-серые и серые с прослоями светло-серых, обычно ясно-слоистые сгустково-комковатые, детритовые. Включают комплекс фораминифер: *Vicinisphaera angulata* Antr., *Chernyshinella paraglomiformis* Lip.

Пачка 5 – слоистые и плитчато-слоистые серые и тёмно-серые сгустково-комковатые и органогенно-обломочные известняки с прослоями глинистых. В известняках содержится комплекс фораминифер: *Tournayella septata* Lip., *Latiendothyra latispiralis* (Lip.) и кораллов. Суммарная мощность кизеловского горизонта – 42 м.

Пачка 6 – тёмно-серые слоистые мелкозернистые известняки с редкими включениями кремней. Фауна из известняков: фораминиферы *Tournayella gigantea* Lip., *T. moelleri* Malakh., *Spinoendothyra inflata* (Lip.), *Dainella chomatica* (Dain.); табуляты *Syringopora ramulosa* (Goldf.). Мощность горизонта 5-7 м.

Верхняя граница турнейского яруса в Дружининском разрезе согласная и проводится по заметному обновлению комплексов фауны. Нижняя часть разреза обнажена в правом береговом склоне р. Утка в 300 м ниже железнодорожного моста. Здесь известняки серые и тёмно-серые слоистые, частью доломитизированные, пелитоморфные, реже комковато-сгустковые. В известняках содержатся *Parathurammia dagmarae* Sul., *P. suleomanovi* Lip., *Bisphaera irregularis* Dir., редкие *Quansiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.) фаменского яруса (определения М.В. Постоялко) и др. Видимая мощность известняков более 10 м.

По многочисленным остаткам фораминифер и конодонтам возраст толщи соответствует мурзакаевскому - литвинскому горизонтам фаменского яруса верхнего девона и турнейскому ярусу нижнего карбона. Мощность толщи составляет 330-400 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы в объеме всех трех отделов распространены в пределах Полудовско-Чусовского района, Михайловско-Вайгачской подзоны, Бельско-Елецкой СФЗ, Западно-Уральской мегазоны. Отложения карбона представлены преимущественно разнообразными прибрежно-морскими карбонатными породами (известняками, доломитами), а также терригенными образованиями – глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками.

В нижнем карбоне присутствуют терригенно-карбонатные образования западно-уральской свиты нижневизейского подъяруса, карбонатные образования илимской и бражкинской толщ объединённых визейского и серпуховского ярусов. В среднем карбоне выделяются существенно карбонатные образования карбонатной толщи

башкирского яруса и известняково-терригенные образования терригенно-известняковой толщи московского яруса. В верхнем карбоне имеют развитие терригенно-карбонатные образования уткинской свиты касимовского и гжельского ярусов.

В Белокатайском районе в среднем карбоне присутствуют терригенно-известняковые образования мергельно-известняковой толщи, аналог карбонатной, а также известняково-терригенные образования сергинской свиты, аналог терригенно-известняковой толщи Полудовско-Чусовского района.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Западноуральская свита (C_{1zu}) Образования свиты выполняют Язьвинско-Чусовскую складчато-надвиговую зону. В пределах Чусовского блока протягиваются узкой полосой (200–450 м) вдоль р. Чусовая от северной рамки листа до п. Трёка, где срезаются диагональным разломом. Здесь они имеют северо-северо-западное простирание. Далее в Дружининском блоке простираются на юг до ст. Дружинино, где распространение свиты осложняется большим количеством тектонических нарушений. Здесь образования свиты картируются в отдельных тектонических блоках, либо выполняют крылья складок. В Дружининском блоке в более восточной полосе свита распространена от р. Фаламиха до смыкания с предыдущей полосой на широте ст. Дружинино. Залегание свиты моноклиналиное с падением на ЮВ, а на самом юге в крыльях антиклинальной складки. Данные образования в пределах Чусовского блока повторяют распространение кремнисто-известняковой толщи (D_3-C_{1ji}). Контакты с выше- и нижележащими подразделениями согласные, иногда осложнены разломами. К северу от рассматриваемой территории западноуральская свита коррелируется с угленосной толщей нижнего карбона. В северной части распространения свиты разрез фациально невыдержанный, от прибрежно-морских существенно карбонатных, мелководных до континентальных фаций переслаивающихся аргиллитов и алевролитов. В северной части распространения свиты в устье ручья Таволжанка у с. Чусового П.М. Есиповым [1947] в этой пачке описано 2 прослоя каменного угля 25 см и 60 см мощностью, небольшой протяжённостью.

Свита выделена Д.В. Наливкиным в 1942 г. в составе турнейско-визейских отложений. Полного типового разреза на рассматриваемой площади из-за плохой обнаженности не наблюдается, но, в целом, свита представлена известняками глинистыми с прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Отдельные части разреза лучше всего изучены на юге распространения в районе пп. Дружинино, Первомайское, Новоуткинский, Нижнее Село, Староуткинский, с. Трёка.

В разрезе «Дружинино» в карьере на правом берегу р. Утка нижняя часть объединённых образований согласно залегает на известняках верхней части кремнисто-известняковой толщи и представлена маломощной толщей (до 10,4 м) чередующихся глинистых известняков и известковистых аргиллитов.

В основании разреза здесь выделяются [Варганов, 1980ф] (снизу-вверх):

1. Пачка (2,35 м) темно-серых слоистых глинистых известняков с прослоями известковистых аргиллитов. Пачка начинается прослоем кварцевого песчаника (0,8 м). По фауне фораминифер *Endothyranopsis convexa* (Raus), *E. donica* (Brazn. et Rost.), *Eoparastaffella simplex* Vdov. и др. эта пачка соответствует пестерьковскому горизонту (определения М.В. Постоялко), стратотип которого находится на площади листа к северу от пос. Староуткинск на левом берегу р. Чусовая (вблизи к. Пестерькова).

2. Пачка (3,3 м) известковистых аргиллитов, алевролитов и глинистых доломитизированных известняков с кораллами, брахиоподами и фораминиферами, среди которых *Mediocris mediocris* (Viss.), *Eorlandia elegans* (Raus et Reitl.), *Parathurammia suleimanovi* Lip., *Endothyranopsis compressus* (Brady) соответствуют илычскому горизонту (определения М.В. Постоялко).

3. Пачка (4,75 м) серых и темно-серых слоистых окремнелых, доломитизированных известняков с типичными фораминиферами, характеризующими дружининский горизонт: *Pseudolituotubella tenuissima* Vdov., *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Eoendothyranopsis donica* (Brazhn. et Rost.), *Permodiscus contractus* Post. (определения М.В. Постоялко).

К северу от пос. Дружинино до широты пос. Новоуткинск в разрезе сохраняются литологические особенности описанного выше разреза, а его мощность возрастает до 50-60 м [Варганов, 1975ф]. Образования, аналогичные разрезу «Дружинино», отмечаются в окрестностях ст. Дружинино в нижнем течении р. Грязнуха, по обнажениям р.р. Андрюшиха и Селиха [Варганов, 1960ф]. Севернее пос. Первомайское образования свиты наблюдались в устьях р.р. Корчага, Петруниха, Бол. Шайдуриха и Бол. Листвянка, а также в 5 км восточнее пос. Новоуткинск [Варганов, 1960ф].

Наиболее полный разрез западноуральской свиты наблюдается к северу от пос. Староуткинск на левом берегу р. Чусовая (вблизи камня Пестерькова). Здесь на известняках козьвинского горизонта согласно залегает толща известняков с прослоями алевролитов и аргиллитов. Известняки темно-серые слоистые детритово-шламовые и глинистые, частью окремненные, битуминозные и доломитизированные. Алевролиты и аргиллиты темно-серые известковистые, ожелезнённые, с остатками брахиопод и остракод;

мощность прослоев от 0,25 до 1,5 м. В известняках содержится комплекс характерных фораминифер: *Endothyranopsis donica* (Brazhn. et Rost.), *Eoparastaffella simplex* Vdov. и др. пестерьковского горизонта (определения М.В. Постоялко). Мощность толщи более 30 м.

Далее на ЮЗ известняки пестерьковского горизонта согласно перекрываются пачкой переслаивания алевролитов, аргиллитов и кварцевых песчаников илычского горизонта. Алевролиты темно-серые, тонкослоистые, тонко- и равномернозернистые, участками ожелезненные. Аргиллиты темно-серые, тонкослоистые с остатками флоры, реже с ядрами двустворок. Песчаники кварцевые светло-серые, почти белые, мелкозернистые тонкослоистые (7-10 см) с серицитом и на отдельных участках с окислами железа. Песчаники преобладают в верхней части пачки. Общая мощность терригенной пачки составляет 40-60 м. Кроме разреза камня «Пестерькова» выходы терригенной пачки отмечены по р. Таволжанка, на правом берегу р. Чусовая у Сташкова Мыса в отвалах старых горных выработок [Печёнкин, 1961ф].

После перерыва в обнажении протяженностью около 100 м в разрезе у камня Пестерькова далее на ЮЗ обнажаются известняки (28-30 м) битуминозные темно-серые, почти черные, тонкозернистые с конкрециями кремней, с комплексом фораминифер, кораллов и брахиопод типичных для дружининского и нижней части тульского горизонтов: фораминиферы *Ammarchaediscus eospirillinoides* (Brazhn.), *Eoparastaffella simplex pseudocho-mata* (Brazhn.), *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.), *Uralodiscus primaevus* (Pron.), *U. rotundus* (N. Tchern.); табуляты *Syringopora porrecta* Sok.; брахиоподы *Dele-pinea lebedevi* Rot. Et Ais., *Ovatia markovskii* Donar., *Globosoproductus mirus* (Frcks) (определения Т.И. Степановой, Г.В. Болтыровой, Н.А. Кучевой) [Анцыгин, 2002ф]. Подобная толща известняков прослеживается до северной границы листа (правый берег р. Чусовая напротив МТМ с. Чусовое), где также обнаружены фораминиферы верхней части нижневизейского подъяруса (дружининского и нижней части тульского горизонтов): *Ammarchaediscus eosperillinoides* (Brazhn.), *Uralodiscus primaevus* (Pron.), *U. rotundus* (N. Tchern.) (определения Т.И. Степановой). Таким образом, фаунистически охарактеризованный возраст западноуральской свиты соответствует нижневизейскому подъярису. Мощность свиты составляет 120-320 м.

Илимская и бражкинская толщи объединённые (C₁il+br) распространены в Дружининском блоке согласно перекрывая западноуральскую свиту, наращивая её разрез. Кроме того, имеют незначительное распространение в Шанинско-Демидской

тектонической пластине слагая ядро антиклинальной структуры в СЗ углу полотна карты вдоль обеих берегов р. Большая Шайтанка.

Илимская толща сложена известняками с фауной алексинского, михайловского и веневского горизонтов, мощностью 16 – 120 м.

Бражеская толща сложена известняками с фауной косогорского, протвинского и староуткинского горизонтов, мощностью 60-140 м. Таким образом, различаются только по фауне и часто в одном разрезе.

Нижняя пачка объединённого стратона хорошо изучена в опорном разрезе «Дружинино», западнее ст. Дружинино, на р. Утка, на левобережье р. Чусовая у д. Курья, севернее пос. Староуткино в разрезе «Пестерьково» представлена известняками органо-генно-детритовыми, микрокомковатыми, микросгустковыми. В известняках фауна тульского горизонта: брахиоподы *Globosoproductus mirus* (Freks.), *G. ex gr. tilensis* (Bolkh.), *G. cf. latus* (Bolkh.), *Camarotoechia cf. fallax* Peetz. (определения Н.А. Кучевой), а также фораминиферы *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *E. obsoleta* Raus., *Endothyranopsis compressa* (Raus. Et Reitl.), *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *Ammarchaeodiscus eospirollinoides* (Brazhn.) (определения Т.И. Степановой), кораллы *Siphnodendron coespitosum* (Mart.) (определения Г.В. Болтыровой). Мощность нижней пачки в разрезе «Дружинино» составляет 37 м и увеличивается в районе пос. Староуткино, в разрезе «Пестерьково» до 55-60 м.

Пачка 2 мощностью более 50 м, соответствующая алексинскому горизонту, обнажаются в 500 м западнее ст. Дружинино в железнодорожных выемках, по правому берегу р. Северянка, в районе пос. Староуткино (западнее камня «Пестерьково»). Известняки различаются только по палеонтологическим данным характеризуется массовыми скоплениями кораллов, брахиопод, криноидей, фораминифер *Pojarkovella nibelis* (Durk.), *Globoendothyra globulus numerabilis* (Viss.), *Eostaffella prisca* Raus., а также характерных кораллов *Syringopora gracillis* Keys., *Lithostrotion basaltiformis* Phill. и брахиопод *Chaetetes subcapillaris* Sok., *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Delepinae comoides* (Sow.), *Globosoproductus magnificus* (Schim.), *Semiplanus tulensis* Kalash.

Пачка 3 в разрезе «Пестерьково» залегают желтовато-серые известняки неоднородно доломитизированные, тонкозернистые и афанитовые массивного сложения, мощностью до 60 м. В известняках брахиоподы и фораминиферы, определяют принадлежность пачки к михайловскому горизонту: брахиоподы *Gigantoproductus giganteus* (Sow.), *G. striatosulcatus* (Schw.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Forschia mikhailovi* Dain.; фораминиферы

Cribrospira cf. *mikhailovi* Raus., *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Eostaffella ikensis* Viss. (определения Т.И. Степановой, Н.А. Кучевой)

Пачка 4 мощностью не менее 40 м представлена у южной окраины пос. Староуткинский в разрезе камня Богатырь, камня Боярин на р. Чусовая ниже устья р. Бражка и у пос. Слобода, в верховьях Новоуткинского пруда, по левым притокам р. Утка. Здесь она сложена светло-серыми и серыми доломитизированными, грубослоистыми известняками с прослоями органогенно-обломочных и сгустково-комковатых с многочисленными конкрециями серых кремней. Для этой части разреза характерна фауна веневского горизонта: фораминиферы *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Bradyina rotula* (Eichw.), *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Parastaffella angulata* Raus., *P. struvi* (Moel.); брахиоподы *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schw.), *G. giganteus* (Sow.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Martinia* aff. *glabra* (Mart.) (определения Т.И. Степановой, Н.А. Кучевой).

Верхняя часть карбонатного разреза подразделения соответствует в полном объеме серпуховскому ярусу (косогорский, протвинский и староуткинский горизонты) бражкинской толщи. Опорные разрезы толщи наблюдаются по р. Чусовая в окрестностях пос. Староуткинский, сс. Слобода, Нижнее Село, пп. Новоуткинский, Дружинино, по р.р. Талица, Северянка, Петруниха, Утка. Полный разрез верхней части подразделения картировался по площади в бассейне р. Утка и её левых притоков – рр. Северянка, Петруниха, Листвянка, Шайдуриха, Чусовая в районе сс. Слобода, Трека. Нижнее Село, севернее пос. Староуткинский на правом берегу р. Чусовая, в 0,8 км ниже устья р. Бражка и представлен серыми и темно-серыми грубослоистыми известняками и доломитами.

На Нижнесельском участке по линии поисковых скважин на бурые железняки В.В. Парфёнов [Парфёнов, 1983] отмечает контакт подразделения с терригенно-известняковой толщей с размывом под бурыми железняками в скважинах 3-91 – 3-97, и в остальных приведённых разрезах контакт илимской и бражкинской толщ объединённых с вышележащими образованиями карбонатной толщи несогласный.

Наиболее полный разрез «Бражка» [Анцыгин, 2002ф], где в полном объеме присутствуют образования серпуховского яруса (снизу-вверх): - известняки серые и светло-серые толсто- и массивнослоистые (0,7-2 м, реже до 5 м). Известняки преимущественно органогенно-детритовые слабо окремненные, прослоями доломитизированные и брекчиевидные.

В нижней части горизонта наблюдаются линзовидные прослои мощностью до 10 см и желваки светло-серых и бурых кремней. Органические остатки представлены кораллами, остракодами, брахиоподами косогорского горизонта мощностью 29,2 м.

Последние образуют банки, сложенные раковинами и детритом *Striatifera striata* (Fisch.) и *Actinoconchus adepressiorus* (Ein.), редко встречаются разрозненные раковины *Dictyoclostus pinguis* M.-W., *Latiproductus latissimus* (Sow) (определения Н.А. Кучевой). В шлифах известняки органогенно-детритовые и сгустково-комковатые с многочисленными фораминиферами: *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Globoendothyra paula* (Viss.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Eostaffella ikensis pressa* Durk., *Biseriella parva* (N.Tchern.), *Eostaffellina schwetzeri* (Gan.) (определения Т.И. Степановой);

- известняки серые слабо доломитизированные битуминозные органогенно-детритовые, прослоями мелко- и тонкозернистые средне- массивнослоистые с включениями желваков и линз кремней мощностью 49 м. Из органических остатков наиболее характерны кораллы: *Palaeosmilia murchisoni* E. et H., *P. multiplex* (Keys.), *Campophyllum carinatum* Garr., *Gangamophyllum* cf. *boreale* Gorsky и брахиоподы: *Striatifera striata* (Fisch.), *S. magna* (Jan.), *Gigantoproductus protvensis* (Sar.) (определения Г.В. Болтыровой, Н.А. Кучевой). Микроскопически известняки органогенно-детритовые и сгустково-комковатые с фораминиферами: *Eostaffella mirifica* Brazchn., *E. pseudoovoidea* Reitl., часты водоросли: *Calcifolium okense* Schw. et Bir. и *Fasciella kizilia* Iv. протвинского горизонта (определения Т.И. Степановой);

- известняки серые и темно-серые мелко-микрозернистые глинистые, окремненные. В верхней части известняки сильно окремнены, неравномерно доломитизированы и кальцитизированы. В основании пачки прослеживается прослой мощностью до 2,5-3,5 м со скоплениями крупных толстостворчатых стриаифер плохой сохранности вследствие перекристаллизации породы, принадлежащих группе *Striatifera grandicula* Kalash. Из фораминифер наиболее характерны: *Endothyra bowmani* Phill., *Pseudoendothyra utkaensa* Post., *P. singulare* Post., *P. parasphaerica stricta* Reitl., *Millerella prescula* (Gan.), *M. anfractuosa* Post. староуткинского горизонта (определения Н.А. Кучевой, Т.И. Степановой) (стратотипический разрез) мощностью 15,8 м.

В самой восточной части выходов подразделения на Черемшанском буровом профиле [Парфёнов, 1983] в скважине С-52 из известняков выделены конодонты *Gnathodus bilineatus bilineatus* (Roundy), *Gnathodus commutatus* (Br. et Mehl), *Gnathodus monodosus* Rhodes, Austin et Druce верхневизейского яруса (определения Наседкиной В.А.).

В целом, разрез объединённого стратона сложен известняками органогенно-детритовыми, органогенными, шламово-детритовыми.

Возраст илимской и бражкинской толщ объединённый хорошо фаунистически обоснован и соответствует верхней части визейского яруса – серпуховскому ярусу нижнего карбона. Общая мощность отложений составляет 280 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Карбонатная толща (C_2C) протягивается узкой полосой от северной рамки листа до Нижнего Села субмеридионального простирания на ЮВ, перекрывая образования илимской и бражкинской толщ объединённых, иногда залегая в ядрах брахиантиклиналей. Затем вся структура сложно построенной полосой выходов карбона поворачивает на юг в меридиональном направлении от с. Нижнее Село на р. Чусовая до пос. Дружинино. Также незначительно распространена в Шанинско-Демидской тектонической пластине, слагая крылья брахиантиклиналей в СЗ углу полотна карты и у южной рамки листа (р. Буй и правые притоки р. Демид). Образования толщи целиком отвечают башкирскому ярусу и пользуются наибольшим распространением между п.п. Дружинино, Новоуткино, с. Слобода, р. Чусовая, где они слагают крылья синклинальных структур. Выходы карбонатной толщи между п.п. Дружинино – Перескачка – Новоуткино приурочены к западным крыльям кулисообразно расположенным антиклиналям и синклиналям р. Каменка. К югу от с. Нижнее Село и устья р. Каменка описываемые образования карбонатной толщи слагают узкую синклиналь (Шайдурихинскую), вытянутую в меридиональном направлении и проходящую через пос. Новоуткино, пруд. Новоуткинский, низовья р. Шайдуриха и достигающей на юге пос. Дружинино. Лучшие их обнажения имеются по берегам Новоуткинского пруда и по р. Шайдуриха.

Толща представлена известняками с прослоями доломитов, мергелей, аргиллитов в пределах сюранского, акавасского, аскынбашского, ташастинского и асатаусского горизонтов. В основании с прослоями и линзами известняковых брекчий и конгломератов. Граница с подстилающими отложениями илимской и бражкинской толщ объединённых несогласная и проводится в основании конгломератовой пачки, с перекрывающими образованиями терригенно-известняковой толщи также несогласная.

Наиболее представительные разрезы находятся в районе пос. Староуткино – разрезы «Сокол» и «Бражка», у с. Трёка – разрез к. «Боярин» и в устье р. Каменка у д. Слобода – разрез «Георгиевский» [Анцыгин, 2002].

Нижняя часть толщи (до 119 м) сложена органогенно-детритовыми известняками серыми и темно-серыми, толстослоистыми, реже тонко- и среднеслоистыми, слабо окремененными, участками битуминозными, прослоями доломитизированными, с желваками и

линзами бурых и черных кремней. Участками наблюдается чередование микрослоистых, полосчатых, оолитовых известняков и мелкообломочных известняковых брекчий. Известняки органогенно-детритовые с большим количеством кораллов, члеников криноидей, частыми прослоями брахиоподового ракушняка мощностью от 20 до 50 см. В шлифах известняки водорослевые и микросгустково-мелкодетритовые с многочисленными фораминиферами. В органогенных известняках содержатся фораминиферы, кораллы, мшанки, остракоды, брахиоподы сюранского и акавасского горизонтов: фораминиферы *Eostaffella acuta pseudostruvei* (Raus. et Reitl.), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain.), *Plectostaffella jakhensis* Reitl., *Pseudostaffella varsanofievae* Raus. et Bel., *P. antiqua* (Dutk.), *P. antiqua grandis* Schlyk., *Schubertella obscura mosquensis* Raus.; кораллы *Lytvophyllum antiquum* (Gorsk.), *L. dobroljubovae* Vass.; брахиоподы *Neochonetes carboniferus* (Keis.), *Eomarginifera schartimiensis* (Jan.), *Choristites pseudobisulcatus* (Rol.), *Ovatia postovata* (Semich.), *Productus concinnus* Sow. (определения Т.И. Степановой, Г.В. Болтыровой, Н.А. Кучевой)

Верхняя часть толщи во всех вышеуказанных разрезах, а также в районе Коуровской турбазы и в разобщенных выходах выше к. Пестерькова, к. Сокол представлена известняками серыми и буровато-темно-серыми, тонко-среднеслоистыми слабо окремненными, прослоями доломитизированными с желваками и линзами бурых кремней. В верхней части отмечаются маломощные (0,5-0,7 м) прослой афанитовых и оолитовых известняков. В целом, известняки органогенно-детритовые. В шлифах известняки органогенно-детритовые, водорослевые, фораминиферово-водорослевые. Из органических остатков преобладают фораминиферы, брахиоподы в ассоциации с кораллами и криноидеями аскынбашского, ташастинского и асатаусского горизонтов: фораминиферы *Globivalvulina eogranulosa* Reitl., *Ozawainella rhombiformis* Man., *Oz. aurora* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua posterior* Saf., *P. magnifica* Grozd. et Leb., *P. gorskyi* (Dutk.), *P. proozowei* Kir., *P. subquadrata* Grozd. et Leb., *Profusulinella primitiva* Sosn., *Staffelliformis staffelliformis* (Kir.), *Tikhonovichella tikhonovichi* (Raus.), *Verella spicata* Dalm., *V. baschkirica* Leb.; брахиоподы *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Ch. lukiensis* (Serap.), *Ch. mansuyi* Chao, *Ch. cf. planus* Lap., *Ch. robusrus* Semich., *Ovatia postovata* (Semich.), *Productus concinnus* Sow., *Reticulatia ivanovi* (Lap.) (определения Т.И. Степановой, Н.А. Кучевой). На основании многочисленных органических остатков, характеризующих толщу на всём протяжении, возраст соответствует башкирскому ярусу. Мощность карбонатной толщи 250-300 м.

Мергельно-известняковая толща (C₂mi) распространена в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны. На полотне карты картируется только в

тектоническом блоке у южной рамки листа на продолжении, описанной на листе О-40-XXXVI полосы этих образований. Толща сложена известняками афанитовыми с кремнями, а также пачками терригенных пород – песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. На соседнем к югу листе в этой полосе определены фораминиферы сюранского и аскынбашского горизонтов среднего карбона. Несогласно перекрывается породами сергинской свиты. На полотне карты каких-либо данных по этой толще не получено. По составу сходна с породами карбонатной толщи, описанной выше. Возраст толщи соответствует башкирскому ярусу среднего карбона в соответствии с данными по листу О-40-XXXVI. Мощность толщи составляет 250-300м.

Терригенно-известняковая толща (C_{2ti}). На территории листа отложения толщи подстилают Бардымо-Нязепетровский аллохтон и выходят на дневную поверхность к западу и востоку во фронтальных частях. Контакты с подстилающими и перекрывающими образованиями несогласные. Западная полоса выходов терригенно-известняковой толщи прослеживается к северу от р. Иволга до верховьев р. Бисерть, восточная полоса слагает восточное подножье Киргишанского хребта и идет вдоль верховьев левых притоков р. Утка до ст. Кузино – Меркитасиха. Далее отложения свиты единой полосой протягиваются до с. Волыны. Самая восточная полоса выходов толщи прослеживается в левобережье р. Чусовая вплоть до северной рамки листа. В СЗ углу полотна карты прослеживается в крыльях антиклинали вдоль р. Большая Шайтанка, а также в тектоническом блоке по р. Илим.

Толща сложена известняками, аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, мергелей верейского, каширского, подольского и мячковского горизонтов московского яруса.

Толща западной полосы в низовьях р. Буй залегает несогласно на обломочной олисто-строме карбонатной толщи. В её составе преимущественным развитием пользуются терригенные породы, переслаивающиеся известковистые сероцветные полимиктовые песчаники разной зернистости, алевролиты и аргиллиты, реже обломочные известняки. По данным В.Г. Варганова в самом основании терригенно-известняковой толщи, на контакте с обломочными карбонатными породами карбонатной толщи, залегают своеобразные черные глинисто-кремнистые сланцы, переполненные спикулами кремневых губок – спонголиты [Варганов, 1975ф].

В крайней восточной полосе выходов каменноугольных отложений в Дружининско-Староуткинской полосе, севернее пос. Староуткинск, вдоль р. Чусовая, а также на

крыльях антиклинали р. Бол. Шайдуриха, южнее пос. Дружинино фациальные и возрастные аналоги толщи выражены только в карбонатной фации.

В западной полосе толща обнажена плохо. Отдельные ее выходы отмечены по р. Буй и ее правым притоком [Варганов, 1975].

Восточнее пос. Киргишаны отмечается толща зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаников, глинистых и известково-глинистых сланцев, вскрытых ж/д. выемкой и прослеживающихся на восток вдоль шоссе до пос. Киргишаны – пос. Дружинино. В существенно терригенном разрезе встречаются известняки в виде прослоев небольшой мощности или в виде послойно расположенных линз. Мощность отдельных прослоев и пачек известняка обычно не превышает 2-3 м. Севернее пос. Киргишаны хорошие обнажения наблюдаются на правом берегу р. Крутиха [Ненахов, 1958ф]. Здесь, в обломках известняков из песчаников низов разреза встречаются фораминиферы, характерные для среднего карбона: *Schubertella* ex gr. *pauciseptata* Raus. и др. В верхах разреза, в ряде пунктов, отмечены известняки с *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen. (определения М.В. Постоялко).

Отложения терригенно-известняковой толщи восточной полосы (шириной от 300 до 800 м) сложены полимиктовыми известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами и серыми афанитовыми известняками с включениями кремней. Они залегают с размывом на карбонатных породах башкирского яруса и по тектоническому контакту сочленяются с карбонатными отложениями силура и девона Михайловско-Вайгачской подзоны. Породы терригенно-известняковой толщи встречены в небольших коренных выходах и развалах в верховьях рек Гуриха и Журавлиха, а также вскрыты картировочными скважинами на Гурихинском картировочном профиле [Варганов, 1975ф].

В верховьях р. Гуриха обнажаются породы низов терригенного разреза, представленные кварцевыми алевролитами и подчиненными им аргиллитами с прослоями темно-серых известняков тонкозернистых и афанитовых, глинистых известняков с прослоями и линзами черных кремней, органогенно-детритовых известняков с фораминиферами верейского горизонта: *Eofusulina* cf. *triangula* (Raus. et Reitl.), *Ozawainella* aff. *paracompressa* Grozd. et Leb., *Schubertella gracilis* Raus., *Sch. pauciseptata* Raus., *Sch. obscura compressa* Raus. (определения М.В. Постоялко).

В верховьях р. Журавлиха, а также по картировочным скважинам, представлены более высокие горизонты терригенной части разреза. Здесь преобладают известковистые песчаники полимиктового состава, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. Песчаники серые и зеленовато-серые мелкозернистые и тонкозернистые, реже

встречаются крупнозернистые разности – до гравелитов. Под микроскопом песчаники имеют типичную псаммитовую структуру и состоят из слабо окатанных и остроугольных обломков кварца, кремней и кремнистых пород, известняков, кислого плагиоклаза, измененных эффузивов основного состава и хлоритовых пород. Цемент глинисто-известковистый. Нередко в песчаниках отмечается растительный детрит и гальки аргиллитов. Алевролиты и аргиллиты серые и темно-серые, обычно известковистые, тонкослоистые. Среди указанных терригенных пород имеются подчиненные прослои темно-серых тонкозернистых известняков.

В песчаниках из обломков известняков в разных частях разреза встречены фораминиферы характерные для среднего карбона.

Севернее р. Журавлиха существенно терригенная часть разреза вскрыта шурфами и обнажается в верховьях рек Северянка, Алдучиха, Бол. Листвянка, Б. Шайдуриха [Ненахов, 1958ф]. Далее на север образования толщи протягиваются до станции Меркитасиха, где они представлены однообразной толщей чередующихся глинистых сланцев, полимиктовых известковистых песчаников и известняков.

Мощность пород терригенно-известняковой толщи восточной полосы до 300 м.

Выше залегают отложения московского яруса в объеме каширского, подольского и мячковского горизонтов, распространённые фрагментарно в Дружининско-Староуткинском районе. Здесь они слагают ядра синклинальных структур юго-восточнее пос. Дружинино, восточнее пос. Первомайское и Уткинского пруда и выходят на левом берегу низовьев р. Утка, восточнее и северо-восточнее пос. Слобода и простираются в северо-западном направлении от с. Нижнее Село вдоль левого берега р. Чусовая, через пос. Староуткинск до северной границы листа. Вблизи северной границы листа они слагают ядро Малошайтанской антиклинали и крылья антиклинали р. Бол. Шайтанка. Представлены они, преимущественно, карбонатными породами – слоистыми мелкозернистыми и афанитовыми известняками с кремнями, которые в нижней части разреза перемежаются с аргиллитами, алевролитами и мергелями. Замещение карбонатных пород терригенными наблюдается не только по вертикали, но и по латерали разреза. Типовой разрез нижне-московского подъяруса – «Крутой Лог» находится на левом берегу р. Чусовая в 2 км северо-восточнее пос. Староуткинск [Анцыгин, 2002ф]. Здесь на отложениях палеонтологически охарактеризованных образований карбонатной толщи верхов башкирского яруса согласно залегают образования московского яруса. Они представлены (снизу вверх) по разрезу следующими пачками:

- аргиллиты и алевролиты зеленовато-темно-серые, известковистые, сильно рассланцованные, с остатками наземной флоры; известняки серые микрослоистые и плитчатые, участками глинистые и доломитизированные с фауной верейского горизонта: фораминиферы: *Aljutovella subaljutovica* Saf., *A. aljuvica* (Raus.), *Depratina prisca* (Depr.), *Schubertella gracilis* Raus.; брахиоподы *Kutorginella stepanovi* (Lap.), *Tornquistia malinovkensis* (E. Sem.) (определения Т.И. Степановой, Н.А. Кучевой). В шлифах известняки шламово-микрозернистые, реже микросгустковые и органо-генно-детритовые. Пачка мощностью 99,7 м;

- известняки серые и темно-серые, тонко-среднеслоистые глинистые и алевролитистые, частью окремненные с тонкими прослоями и многочисленными мелкими желваками кремней. По всему разрезу наблюдаются прослои обломочных, оолитовых и органо-генно-детритовых, преимущественно, спиккуловых известняков. В кровле разреза отмечаются маломощные прослои зеленовато-бурых известковистых аргиллитов и мергелей. Органические остатки представлены немногочисленными одиночными кораллами, мшанками, скоплениями брахиопод, остракод.

В шлифах известняки микрозернистые, шламовые, микросгустковые, реже органо-генно-детритовые с фораминиферами каширского горизонта: *Depratina prisca* (Depr.), *Eofusulina* cf. *triangula* (Raus. et Bel., *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb., *P. umbilicata* (Putr. et Leont.) (определения Т.И. Степановой). Мощность пачки 38,0 м.

Та же полоса известняков прослежена южнее пос. Староуткинск по правому берегу Староуткинского пруда и вдоль р. Чусовая до ск. Лебяжий Камень.

На юге Староуткинско-Дружининского района отложения нижней части московского яруса были встречены на р. Чусовая у д. Слобода (Камень Собачьи ребра), а также на левом берегу Новоуткинского пруда и по р. Шайдуриха. Здесь они представлены темно-серыми отчетливо слоистыми мелкозернистыми и афанитовыми известняками с комплексом фауны верейского горизонта [Варганов, 1980ф].

Верхняя часть разреза толщи прослежена в выемках автомобильной дороги Первоуральск – Шаля и у ст. Волыны, где они представлены известняками среднеслоистыми, тонкозернистыми, с редкими брахиоподами и криноидным детритом. В шлифах известняки мелко - тонкодетритовые с *Fusulina samarica* Raus. et Bel., определяющими верхи московского яруса (мячковский горизонт) (определения Т.И. Степановой) [Анцыгин, 2002ф].

Типовой разрез верхней части толщи прослежен в разрезе «Ямной», на левом берегу р. Чусовая в 4 км северо-западнее пос. Староуткинск. В основании разреза залегает:

- известняки серые и темносерые массивно-слоистые органогенно-детритовые. В подошве пачки известняки глинистые с желваками и линзами кремней. Известняки включают редкие кораллы, мшанки и типичные верхнемосковские брахиоподы *Choristites laticostataeformis* Milor. Микроскопически известняки водорослевые, шламово-детритовые и органогенно-детритовые с фораминиферами подольского горизонта: *Fusiella pulchella* (Saf.), *Fusulinella praecolaniae* Saf., *F. colaniae* Lee et Chen, *F. praebocki* Raus., *F. schubertellinoides elchanica* Raus., *Fusulina pseudoelegans* Chern., *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Wedekidellina uralica* Dutk. (определения Н.А. Кучевой, Т.И. Степановой) – 118,5 м;

- известняки серые толсто- и массивнослоистые, реже тонкослоистые, частично окремненные, органогенно-детритовые и органогенно-обломочные с желваками и прослоями кремней. В шлифах известняки органогенно-детритовые с многочисленными водорослями, криноидеями и фораминиферами мячковского горизонта: фораминиферы *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Sch. magna* Lee et Chen, *Fusiella pulchella* (Saf.), *Ozawainella angulata* Col., *Fusulinella praebocki* Raus., *F. bocki* Moell., *Wedekidellina dutkevichi* Raus., *W. uralica* (Dutk.), *W. subovata* Saf.; *Fusulina kamensis* Saf. (определения Т.И. Степановой) – 53 м. В целом возраст хорошо фаунистически охарактеризован и соответствует московскому ярусу среднего карбона.

Общая мощность терригенно-известняковой толщи достигает 300-400 м.

Сергинская свита (C_{2sr}) распространена в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны. Картируется в двух тектонических блоках у южной рамки листа на продолжении распространения этой свиты на листе О-40-XXXVI. Свита сложена в нижней и верхней частях ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов; в средней части разреза – пелитоморфными известняками, часто окремнёнными с фораминиферами московского яруса от верейского до мячковского горизонтов. Свита является аналогом терригенно-известняковой толщи описанной выше. На площади изучаемого листа коренных выходов и органических остатков не имеет. Мощность данных образований до 250 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Уткинская свита (C_{3ut}). На территории листа карбонатно-терригенная уткинская свита развита в западной краевой части Бельско-Елецкой СФЗ на стыке с Предуральским краевым прогибом. Её распространение пространственно совпадает с Михайловско-Вайгачской подзоной. С запада образования свиты граничат с пермскими образованиями по Главному Западно-Уральскому надвигу.

Свита выделена Г.Н. Фредериксом в 1932 г. на левом берегу р. Чусовая камень Дыроватый (Прил. 9, № 11) по заводу Старая Утка изначально как уткинская серия. В описанном им разрезе ритмично переслаивающиеся известковистые аргиллиты, алевролиты и песчаники, иногда сильно ожелезнённые, с прослоями мергелей, известняков глинистых.

Типовой разрез свиты сложен ритмично переслаивающимися тёмно-серыми, зеленовато-серыми и бурыми аргиллитами, полимиктовыми алевролитами, песчаниками с прослоями мергелей, известняков глинистых, реже органогенно-детритовых и линзами конгломератов.

Уткинская свита прослеживается в крайнем западном положении выходов образований каменноугольной системы от южной рамки листа сначала узкой полосой, затем расширяясь до 4 км. Между пос. Кузино и ст. Меркитасиха отложения уткинской свиты оконтуривают ядро антиклинали, сложенной породами терригенно-известняковой толщи среднего карбона и далее до северной рамки листа. В СЗ углу листа свита значительно дислоцирована, слагает систему кулисообразно расположенных линейных складок меридионального простирания, строение которых осложнено системой разрывных нарушений, в том числе и протяженных надвигов. С ниже- и вышележащими образованиями контакт несогласный.

В значительной части разрезов образования уткинской свиты трудно отделимы от литологически близких терригенно-известняковой толщи среднего карбона и чигишанской свиты ассельского яруса, а также флишеоидных пачек пород артинского яруса. Плохая обнаженность терригенных образований, недостаточная палеонтологическая характеристика разреза обуславливает в ряде мест условное проведение нижней и верхней границ свиты.

На площади листа флишеподобные терригенные породы уткинской свиты расчленены Б.И. Чувашовым на три условные литологические пачки: С_{3а}, С_{3б}, С_{3с}, которые наиболее хорошо обнажены на севере Староуткинского района [Чувашов, 1970].

Основание и нижняя часть разреза уткинской свиты изучены в естественных обнажениях, либо вскрыты горными выработками, на участке левобережья р. Чусовая между устьем р. Ямная (ск. Ямная) и широтой с. Нижнее Село, д. Киргишаны по правому берегу р. Бисерть [Печёнкин, 1961ф; Щербаков, 1966; Чувашов, 1970]. Здесь однообразная по строению флишеподобная терригенная толща уткинской свиты залегает с видимым согласием на известняках мячковского горизонта среднего карбона в скальных обнажениях р. Чусовая (ск. Ямная, к. Дыроватый, к. Чеген) и по восточному берегу Староуткинского пруда.

В разрезе «к. Винокурный» (р. Чусовая южнее пос. Староуткинский) терригенные отложения подстилаются известняками (до 10 м), содержащими фауну низов верхнего карбона.

Скользкий характер нижней границы уткинской свиты в карбонатной части разреза говорит либо о наличии стратиграфического несогласия [Печёнкин, 1961ф], либо о фациальном замещении в низах разреза верхнего карбона терригенных пород карбонатными образованиями [Щербаков, 1966].

Свита прослеживается в северной части листа к югу от устья р. Чеген до Пермской железной дороги, где она обнажается между ст. Волянь и ст. Тупик, на правом берегу р. Утка; западнее ст. Шпальная в тектоническом блоке, на южной периклинальном замыкании антиклинали р. Бол. Шайтанка. Здесь она состоит из равномерно переслаивающихся зеленовато- и желтовато-серых известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих редкие прослои песчаников более грубозернистых со створками брахиопод, члениками криноидей и фузулинидами. *Usvaella usvae* (Dutk) (определения Б.И. Чувашова).

Типовой разрез нижней части уткинской свиты вскрывается по левому берегу р. Чусовая между устьями рек Чеген и Крутой Лог. Здесь, по данным Б.И. Чувашова, на известняках мячковского горизонта залегают породы нижней толщи уткинской свиты, ранее относимых Г.Н. Фредериксом к глинисто-карбонатной толще:

- зеленовато-серые и серые неяснослоистые аргиллиты и алевролиты, вверху с частыми линзовидными прослоями тонкозернистых песчаников (60 м);
- мелкозернистые слоистые граувакковые песчаники зеленовато-серые, известковистые песчаники мощностью 0,1- 0,3 м, равномерно чередующиеся с близкими по мощности (0,1-0,5 м) прослоями зеленовато-серых, а в средней и верхней частях толщи черных углеподобных аргиллитов и реже алевролитов. Изредка встречаются более мощные (до 0,7-0,8 м) слои разномзернистого, часто гравийного, песчаника с включением мелких галек известняка и кремня. В грубозернистых песчаниках имеются растительные остатки, мелкоперетертый раковинный детрит, среди которого в шлифах обнаружены обломки среднекаменноугольных фузулинид. В углеподобных аргиллитах нижней части разреза определён палинокомплекс касимовского яруса: *Striatodiplopinites longelinus* (Naum.), *Hamiapollenites tractiferinus* (Samoil.) Jans, *Vittatina vittifer minor* Sam.

В верховьях р. Чигиниха на породах нижней толщи согласно залегают отложения средней толщи (30-50 м), представленные темно-серыми глинистыми афанитовыми

известняками, прослоями сильно песчанистыми с включениями мелких галек кремней и песчаников.

К западу от о.п. Тупик до о.п. Шпальная в полном объеме выделяются средняя и верхняя толщи. Они представлены сложнодислоцированной пачкой серых и темно-серых в различной степени глинистых известняков, обычно тонкослоистых с прослоями серых и темно-серых аргиллитов. В нижней и верхней частях встречаются довольно частые прослои и линзы песчаников. Мощность известняковой толщи достигает 200 м.

В верхней части в прослоях разномеристого песчаника обнаружены многочисленные фузулиниды *Usvaella usvae* (Dutk.), *Quasifusulina eleganta* Schlyk., *Q. cayexi kaspiensis* Scherb., *Rauserites stukenbergi* (Raus.), *R. ferganensis* (M.-Machl.), *Pseudofusulina* ex gr. *gregaria* Lee, *P. aff. limata* Grozd., *P. ex gr. krotowi* (Schellw.), *Rugosofusulina* aff. *uralensis* Ros. (определения Б.И. Чувашова). Данный комплекс характеризует пограничные слои карбона и перми, позволяющие отнести вмещающие породы к верхним горизонтам верхнего карбона [Анцыгин, 2002ф].

На правом берегу р. Бисерть (выше устья р. Кобылихи), отмечаются скопления переложенных глыб (до 1 м) известняка среднего карбона и известняков верхнего карбона с массовыми скоплениями *Usvaella usvae* (Dutk.), *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bel.) (определения Б.И. Чувашова).

Таким образом, фаунистически датированные песчано-глинистые и карбонатные образования уткинской свиты по объему отвечают касимовскому и гжельскому ярусам верхнего карбона. Общая мощность разреза уткинской свиты 200-950 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

На территории листа распространены отложения только нижнего отдела пермской системы – ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Нижнепермские образования составляют Предуральскую структурно-фациальную мегазону, Соликамско-Дуванскую СФцЗ, Кынско-Кигинскую подзону. Здесь они имеют меридиональное и субмеридиональное простираие и непрерывной полосой прослеживаются от южной рамки западной части листа до северо-западного угла.

Строение нижнепермских отложений осложнено серией пологих надвигов субмеридионального простираия и малоамплитудными разрывными нарушениями северо-западного, северо-восточного и широтного простираия. С отложениями карбона пермские образования граничат либо по тектоническим контактам, либо залегают на них со следами размыва, стратиграфического и углового несогласия.

Отложения нижней перми характеризуются фациальной изменчивостью, наличием внутрiformационных размывов и перерывов. Они представлены разнообразными терригенными породами, среди которых существенную роль играют конгломераты и песчаники. Карбонатные породы (известняки) имеют подчиненное значение. Максимальная суммарная мощность отложений достигает 2700 м.

По литологическим особенностям и условиям залегания в составе терригенных образований нижней перми выделяются: чигишанская ($P_1\check{c}g$) копысовская (P_1kp), бисертская (P_1bs) и белокатайская (P_1bk) свиты.

Чигишанская свита ($P_1\check{c}g$). На территории листа свита выполняет Юрюзано-Сылвенскую впадину Предуральского краевого прогиба. Свита в объеме швагеринового горизонта, соответствующего ассельскому ярусу, описана в работах В.Д. Наливкина, Б.И. Чувашова, Г.В. Дюпиной [Чувашов, Дюпина, 1973]. В современном эрозионном срезе отложения чигишанской свиты сохранились от размыва в бассейне р. Иволга, в бассейне р. Чигишан, а также севернее, вдоль р. Распаихи, ст. Берлога, и Пермьяки. Чигишанская свита залегает несогласно на породах верхнего карбона, либо по тектоническим нарушениям контактирует с образованиями терригенно-известняковой толщи среднего карбона. Кровля свиты трансгрессивно перекрывается отложениями копысовской свиты.

Стратотип свиты выделен В.В. Пермьяковым в 1940г. [Пермьяков, 1940] в карьерах (камень брался для строительства узкокалейной ж/д) на ЮВ склоне г. Дикой (Прил. 9, № 44). Разрез в стратотипе сложен ритмично чередующиеся алевролиты, аргиллиты, мергели и песчаники, отмечаются прослои известняков (местами с линзами рифогенных), гравелитов и конгломератов с фауной фузулинид нижней перми.

Сложена свита ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с линзами и пачками известняков, известняковых и полимиктовых конгломератов. *Полимиктовые песчаники* состоят из зерен кварца, полевого шпата, эпидота, граната, обломков кремней, эффузивных и осадочных пород с карбонатным цементом типа разрастания. Характерными для чигишанской свиты являются в основании разреза терригенной толщи линзы рифогенных известняков [Чувашов, 1975]. Известняки светло-серые массивные водорослевые. Помимо водорослей в них содержатся брахиоподы, мшанки и фораминиферы ассельского яруса. Наиболее характерные органические остатки: фузулиниды *Pseudofusulina krotovi* Schellw., *P. gregaria* Lae., *Schwagerina moelleri* Raus., *Sch. sphaerika* Moell. *Rugosofusulina prisca* (Moell.), *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus., *Fusiella granumorizae* Dutk. [Пермьяков, 1941ф].

В песчано-глинистых отложениях в линзах рифогенных известняков также содержится комплекс фораминифер ассельского яруса.

К югу от пос. Киргишаны в бассейне р. Иволга к чигишанской свите условно, по сопоставлению со стратотипическим разрезом на р. Чигишан, относится терригенная флиш-оидная толща (до 150 м) полимиктовых разномзернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с тонкими прослоями плитчатых глинистых и песчаных известняков [Варганов, 1975ф].

По Аракаевской скважине [Грибова, 2012] в пределах Становой структуры к югу от ст. Сабик разрез чигишанской свиты представлен в интервале 1730—1760 м очень тонкое ритмичное переслаивание алевролитистых мергелей, полимиктовых алевролитов с углефицированными растительными остатками и мелкозернистых полимиктовых песчаников. В разрезе отмечаются прослои алевролитистых известняков, линзы конгломератов. Песчаник полимиктовый, реже известковистый, серый до тёмно-серого цвета с растительным детритом на глинисто-карбонатном цементе порово-базального типа. Аргиллиты серые до т-серого цвета имеют раковистый излом. В конгломератах обломки в основном известняков и песчаников, но встречаются обломки вулканомиктовых пород.

Более высокие горизонты разреза чигишанской свиты, соответствующие верхней части ассельского яруса, установлены только к северо-западу от ст. Вырубки, у ст. Пермяки. Здесь они представлены переслаивающимися песчаниками и аргиллитами с прослоями гравелитов и конгломератов с фузулинидами *Pseudofusulina declinata* Korzh., *P. isckimbajevi* Korzh. (определения Б.И. Чувашова) [Чувазов, Дюпина, 1973]. Общая мощность чигишанской свиты достигает 250-300 м.

Копысовская свита (P_{1kp}) На площади листа распространена фрагментарно от северной до южной рамки. На севере изолированные выходы установлены между р.р. Чигишан – Северный Барышан, р. Распах, ст. Берлога и Вырубки. Копысовская свита согласно перекрывает образования чигишанской свиты и в свою очередь так же согласно перекрыта образованиями бисертской свиты с постепенным переходом.

Свита выделена впервые М. В. Кругловым в 1933 году на р. Серга ниже г. Михайловска и соответствует песчано-конгломератовой толще М.М. Толстихиной, баскинской свите М.В. Круглова, нижней части шалинской свиты Н.Я. Костогрыза, копысовской свите В.Д. Наливкина. Типовой разрез свиты сложен ритмично чередующимися алевролитами, песчаниками с линзами и пачками конгломератов полимиктовых и известняковых.

Конгломераты в свите образуют выклинивающиеся по простиранию пачки и прослои. Они, преимущественно, средне- и мелкогалечниковые, но в отдельных прослоях валунные. В составе обломочного материала главенствующим веществом является разномерный песчаник, либо гравелит полимиктового состава; цемент известково-глинистый.

В стратотипической местности в разрезе свиты выделяются две части. Нижняя толща (до 60 м) представлена преимущественно мелко- и среднегалечными известняковыми конгломератами с отдельными валунами до 30-40 см. В составе галек и валунов преобладают известняки с кораллами и микрофауной нижнего, среднего, верхнего карбона, а также тастубского горизонта нижней перми [Чувашов, Дюпина 1973]. Кроме того, присутствуют измененные интрузивные и излившиеся породы основного, среднего и кислого состава, кремнистые породы, кварциты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники низов пермского разреза. Цемент конгломератов песчано-гравийный, известково-глинистый. Среди конгломератов имеются пачки разномерных, в том числе, гравийных песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов.

Верхняя часть разреза свиты (до 50-60 м) представлена преимущественно разномерными полимиктовыми песчаниками, алевролитами и известковистыми аргиллитами; прослои конгломератов имеют подчиненное значение.

В 1,5 км восточнее ст. Бисерть в железнодорожной выемке вскрывается толща (до 79 м) переслаивающихся тонкополосчатых песчанистых алевролитов, тонкослоистых известковистых полимиктовых разномерных песчаников, крупногалечниковых и валунных конгломератов, различной степени цементации. Пачка конгломератов по градиционному распределению обломочного материала распадается на слои мощностью 0,6-1,2 м. Наиболее крупный галечный материал сгружен в основании слоя, а сверху наблюдается постепенное его уменьшение по размеру и возрастает объемное значение заполняющего вещества – разномерного песчаника и гравелита. Для мелкообломочной фракции конгломератов, а также для заполняющего песчано-гравийного материала характерен более полимиктовый состав, с преобладанием обломков кремней и кремнистых пород. Так же, как и в типовом разрезе, в составе обломочного материала конгломератов преимущественным распространением пользуются различные по литологии и возрасту известняки, в том числе из разных горизонтов визейского яруса, среднего, верхнего карбона и ассельского яруса нижней перми. У западной окраины с. Киргишаны встречены глыбовые разности известняковых конгломератов. По данным Б.И. Чувашова [1973], в некоторых глыбах биогермных известняков содержится фауна фузулинид нижней части тастубского горизонта сакмарского яруса.

Аналоги копысовской свиты выделяются севернее р. Бисерть, в бассейне р. Сылва.

Здесь к ним относятся мелкогалечные конгломераты, обнажающиеся в районе ст. Вырубки, Берлога, а также в верховьях р. Чигиниха. В мелкогалечных конгломератах в некоторых слоях включены крупные гальки и валуны, преимущественно, органогенных известняков с фауной визейского возраста, верхнего карбона, а также биогенные водорослевые известняки ассельского яруса и тастубского горизонта нижней перми. Последние наиболее обильны в конгломератах у ст. Берлога. Заполняющим веществом конгломерата является разнотернистый, обычно гравийный песчаник или гравелит, цемент известково-глинистый.

В Аракаевской скважине копысовской свите соответствует пачка ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников, алевролитов с прослоями глинистых известняков, мергелей и линзами гравелитов с примесью пирокластического материала. *Гравелиты* полимиктовые, обломки 1-3 мм представлены аргиллитами, кварцем, аргиллитами, известняками и вулканомиктовыми породами. Цемент глинисто-карбонатный порово-базального типа, обломки от слабо до хорошо окатанных. *Алевролит* тёмно-серый на карбонатном цементе, *аргиллит* серый до тёмно-серого с раковистым изломом.

Таким образом, на основании стратиграфического положения и находок *Pseudofusulina verneuili* (Moell.), *Ps. jaroslawkensis* Viss., *Ps. urdalensis* Raus. копысовская свита относится к тастубскому горизонту сакмарского яруса [Унифицированные, 1993]. Общая мощность копысовской свиты достигает 100-300 м.

Бисертская свита (P_{1bs}) На площади листа прослеживается от р. Иволги до п. Бисерть. От северного берега Бисертского пруда отложения свиты прослеживаются в бассейне р. Северный Барышан, где слагают центральную часть Барышанской синклинали.

Ещё севернее отложения бисертской свиты обнажаются западнее ст. Берлога в верховьях р. Баскин. Залегает согласно на отложениях копысовской свиты. Перекрывается с размывом белокатайской свитой артинского яруса и в южном распространении срезана в западной части Барышанским разломом.

Свита выделена И.И. Ратновским в 1947 году, по северному берегу Бисертского пруда (Прил. 9, № 65) [Ратновский, 1947ф]. Типовой разрез сложен аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков, линзами и пачками известковых валунно-галечных конгломератов.

В стратотипической местности в окрестностях ст. Бисерть бисертской свите соответствуют средняя и верхняя толщи стерлитамакского горизонта, выделенные Б.И. Чувашовым [1970, 1973]. В основании свиты в обнажении 66 (Прил. 9, №65 стратиграфически

выше известняковых конгломератов копысовской свиты в основании залегает толща песчаников разнозернистых, часто гравийных, переслаивающихся с зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами до 140-150 м. Этим породам подчинены многочисленные маломощные (0,3-0,4 м) линзочки мелкогалечных конгломератов. В основании толщи (сразу же над конгломератами копысовской свиты) имеется несколько прослоев или линз зеленовато-серого крепкого сильно окремнелого глинистого известняка с массовыми спикулами губок, в котором содержатся многочисленные раковины фузулинид, мшанки, брахиоподы, одиночные и колониальные кораллы. В толще содержатся наряду с переотложенными фузулинидами тастубского горизонта сакмарского яруса, фузулиниды, мшанки и кораллы стерлитамакского горизонта *Pseudofusulina ordinata* Kir., *P. plicatissima* Raus., *P. urdalensis* Raus., *Caninia ornata* Fom., *Lonsdaleiastrea longisepta* Dobr., *L. gerthi* Dobr. и др.

Стратиграфически более высокие части разреза свиты представлены по северному берегу Бисертского пруда. По литологическим особенностям эти отложения могут быть подразделены на две части:

- нижняя, большая по мощности пачка, складывается, преимущественно, аргиллитами и алевролитами зеленовато-серыми, неяснослоистыми, часто с превосходно выраженной сфероидальной отдельностью; на разных уровнях имеются в целом немногочисленные и маломощные прослои песчаника, линзы мелкогалечных конгломератов. В глинистых породах рассеяны включения галек и валунов известняков, кремней, кварцевых песчаников и кварцитов, верхнепалеозойских полимиктовых песчаников, довольно многочисленны гальки изверженных пород. В прослоях песчаников и реже в аргиллитах наблюдаются брахиоподы, мелкие кораллы, окатанные обломки колониальных кораллов, членики криноидей, мшанки;

- верхняя, меньшая по мощности пачка, представлена темно-серыми алевролитами с массой мелкоперетертого растительного детрита. Имеются редкие прослои песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов. В глинистых породах почти всегда содержатся рассеянные гальки и валуны, и порода часто приобретает облик тиллоида. В отдельных слоях алевролита содержатся многочисленные органические остатки: фузулиниды, одиночные кораллы, мшанки, брахиоподы, членики криноидей, пелециподы. Кроме ранее отмеченных фузулинид, к этому интервалу приурочены находки мшанок *Fenestella foraminosa grandis* Sch.-Nest., *F. termensis* Sch.-Nest., *F. lata* Sch.-Nest., *Polipora soshkinae* Sch.-Nest., *P. krasnopolyskyi* Stuck., а также брахиопод *Chonetes uralicus* Moell., *Spiriferella*

saranae (Vern.), *Dictyoclostus gruenewaldti* Krot., *Marginifera schellwieni* Tschern. Общая мощность пачки составляет 450 м.

По наличию комплекса фузулинид, кораллов, мшанок и брахиопод в типовых разрезах свиты района пос. Бисерть, бисертская свита соответствует стерлитамакскому горизонту сакмарского яруса. Общая мощность свиты до 800 м.

Белокатайская свита (P_1bk) Образования свиты распространены в верховьях р. Плотинная, западнее и северо-западнее пос. Бисерть, а также обнажается в бассейне р. Барышан. Большой тектонически осложнённый блок образований свиты располагается в пределах Становой структуры, где пробурена Аракаевская скважина. Повсеместно свита залегает несогласно на бисертской или имеет тектонически осложнённые контакты с копьевской и чигишанской свитами.

Свита выделена А.В. Хабаковым (1941 г.) по обоим берегам р. Уфа в районе сс. Новый и Старый Белокатай. Типовой разрез сложен полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей и известняков.

В верховьях р.р. Иволга, Плотинная, Бисерть конгломераты состоят в основном из умеренно окатанных галек кварцитов и кварцевых песчаников – 70-75%, в меньшей мере содержатся гальки кремней и кремнистых пород – 10-15% и известняков – 10-20%, редко эффузивных пород основного состава. Заполняющим веществом является грубозернистый песчаник, а цемент известково-глинистый и кремнисто-глинистый.

Западнее пос. Бисерть к белокатайской свите относится нижняя толща артинского яруса, выделяемая Б.И. Чувашовым под индексом P_1A_{1a} [Чувашов, 1973]. Эта толща здесь распадается на две пачки. Нижняя пачка (до 380 м), залегающая на верхних частях разреза бисертской свиты, представлена плотно сцементированными галечными конгломератами, сменяющимися вверх по разрезу аргиллитами и алевролитами с рассеянной мелкой галькой кремней и кварцитов. Верхняя пачка, распространенная по западному краю изученного района (в бассейне р. Барышан), представлена в основании разреза также разногалечными конгломератами, сменяющимися последовательно аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов. Полная мощность верхней пачки, значительная часть которой находится за пределами изученного региона, определяется в 320 м [Чувашов, 1973]. По керну Аракаевской скважины, пробуренной к югу от ст. Сабик разрез белокатайской свиты описан в интервале 10-1338 м, где отмечается неравномерное переслаивание конгломератов и песчаников. *Конгломераты* серые до тёмно-серых плотные, очень крепкие. Обломки разной степени окатанности представлены, в основном, эффузивными породами, цемент известково-

кремнистый порово-базального типа. *Песчаники* полимиктовые светло-серые, серые мелко- и среднезернистые на глинисто-карбонатном цементе порово-базального типа. *Алевролит* песчанистый, светло-серый, серый, преимущественно кварцевый. Западнее ст. Сабик в карьере нами изучены подобные конгломераты полимиктового, существенно вулканомиктового состава (обн. 3039). Обломки эффузивных пород составляют до 70 %, известняков с фауной, песчаников и алевролитов 10-15 %. В обломках присутствуют микропорфиры и афириты кислого и умеренно кислого состава с разнообразными структурами (витрофировыми, трахитоидными, преимущественно криптокристаллическими), меньше обломков андезитов. Кроме обломков кварцитов, кварцевых песчаников, известняков, алевролитов присутствуют обломки замещённые халцедоном. Окатанность от совершенной до брекчиевидной формы. Цемент поровый и соприкосновения. Эти конгломераты резко отличаются от описанных в бисертской, копысовской и чигишанской свитах наличием многочисленных галек разнообразных изверженных пород. На разных стратиграфических уровнях в алевролитах верхней пачки западнее п. Бисерть (за рамкой карты) встречаются многочисленные органические остатки: фузулины *Pseudofusulina concessa* Viss., *P. schellwieni* Viss., *P. uralensis* (Raus.), *Parafusulina lutugini* Schell, брахиоподы *Waagenoconcha silveana* Stuck., *Linoproductus cora rhiphaeus* Step., *Retaria orientalis* Fred., *Horridonia timanica* Stuck., *Brachythyris ufensis* Tschern., указывающие на принадлежность этой пачки к иргинскому горизонту нижнеартинского подъяруса [Чувазов, 1973]. Таким образом, возраст пород белокатайской свиты на территории исследований определяется как нижнеартинский по комплексам фауны и по стратиграфическому положению в разрезе. Мощность свиты на площади листа 500-1300 метров.

МЕЗОЗОЙ

Коры выветривания (MZ).

На территории листа коры выветривания распространены в пределах осевой части и остаточных гор Среднего Урала. Мезозойская денудационная поверхность представлена почти плоскими, реже слегка всхолмлёнными водоразделами на которых развиваются коры выветривания. По морфографическим параметрам они подразделяются на два типа: площадные и линейные.

Площадные коры выветривания имеют преобладающее развитие. Они распространены на уплотнённых участках увалов и пологих склонах междуречий на абсолютных отметках 300-460м, где пересечены скважинами или шурфами. В долинах рек, в связи с последующей эрозией, коры практически отсутствуют.

По генезису они являются остаточными и тесно связаны по составу с подстилающими материнскими породами. В профиле их (снизу-вверх) наблюдаются дезинтегрированные щебнисто-дресвянистые образования, структурные глины и ярко-пестроокрашенные бесструктурные каолиновые глины конечного химического разложения.

Наиболее мощные коры выветривания с полным профилем наблюдались на филлитовидных, углисто-глинистых, кварц-серицитовых и других кристаллических сланцах средних и низких ступеней метаморфизма от верхнего протерозоя до ордовикского возраста. В частности, скважиной С-65, пробуренной на западных отрогах г. Белая [Парфёнов, 1983ф], под делювиальными суглинками и глинами неоплейстоценового возраста пересечены:

- 25,5-30,0м глины песчаные, преимущественно каолиновые, желто-бурые, плотные;
- 30,0-41,5м каолинизированная глинистая кора выветривания желто-бурого цвета, участками с сохранившейся структурой первичных пород, плотная;
- 41,5-56,8м сланцы хлорит-альбитовые, выветрелые.

Наиболее полный разрез коры выветривания изучен в выемке к югу от г. Белая в районе тоннеля железной дороги Екатеринбург-Дружинино. Здесь вскрыт разрез коры выветривания по сланцам и кварцитовидным песчаникам. В верхней его части наблюдаются каолиновые глины розового и фиолетового цветов, в нижней - аналогичные глины с обломками сланцев. Вскрытая мощность 25м.

Линейные коры выветривания приурочены к тектоническим разломам и зонам контактов разнородных пород. Литологический состав их мало отличается от состава площадных кор. Представлены они, преимущественно, бесструктурными глинами с большим количеством щебнисто-глыбового материала материнских пород. Для них характерно беспорядочное наложение зон профиля выветривания как по вертикали, так и по простиранию. В частности, скважиной № 105 [Парфёнов, 1983ф], пройденной в 8 км к югу от пос. Дружинино, с 2,1м до 36,4м пересечена кора выветривания в зоне контакта алевритов и известняков, в разрезе которой наблюдается наложение дресвяно-щебнисто-глинистой коры нижнего профиля выветривания (до 27,5м) на бесструктурные пестрые глины верхнего профиля (?). Минеральный состав линейной коры изучен недостаточно. Мощность их до 15м.

Особая разновидность кор выветривания не относится ни к первому, ни ко второму типу, скорее контактово-карстового подтипа. Это глинисто-обломочные белоцветные отложения, выполняющие западины карстового рельефа, широко распространённого в

западной половине листа, а также выстилающие поверхность по окраинам тектонических блоков мощными шлейфами мелкообломочного кремнистого материала. В первом случае обломки окремнённых известняков и кремнистых сланцев заключены в перетёртую массу пылевидного кремнезёма и содержат линзы и гнезда каолиновых глин и местами хорошо окатанную гальку кварца и кварцитовидного песчаника. В.Г. Варганов отнёс их к беликовым образованиям алапаевской толщи нижнего мела, включающим бурожелезняковые залежи вдоль широтного уступа мощностью 30-50 м [Варганов, 1975ф]. В районе железных рудников Изволокского, Старолиствянского и Еремеевского беликовая толща подстилается т-серыми и чёрными тонкослоистыми каолиновыми, огнеупорными глинами с лигнитом. По мнению А.П. Сигова [1981] образования, описанные В.Г. Варгановым как алапаевская толща, сопоставимы с образованиями юры – мела (лангурской и мысовской свит). Мы придерживаемся точки зрения Л.И. Десятниченко, который при документации структурных скважин отмечает эти образования на разных глубинах, составляющих единую полосу (скв. 2704 в интервале 444,0 – 584,3 м; скв. 2705 в интервале 524,0 – 767,0 м; скв. 2703 в интервале 235,0 – 368,5 м), представляющую собой постель Киргишанского покрова. По его мнению, беликовые образования, приуроченные к бурожелезняковым проявлениям, представляют собой глинистую кору выветривания по милонитам, меланжевым и олистолитовым брекчиям и сформированы на контакте с девонскими образованиями автохтона [Десятниченко, 1976]. Бурые железняки располагаются на закарстованной поверхности известняков. Повсеместно беликовые образования перекрыты наурзумской свитой. Нами данные образования наблюдались на р. Песчаная у ст. Солдатка.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования неогена распространены в Уральской мегазоне, Западно-Уральской СФцЗ, Верхнеуфимско-Яйвинской подзоне. Представлены пролювиально-аллювиальными образованиями наурзумской свиты (N_{1nr}), делювиально-пролювиальными шлейфами каракольской серии (N_{1-2kr}) и аллювиальными образованиями кустанайской свиты (N_{2ks}).

Нижний-средний миоцен

Наурзумская свита (N_{1nr}) Образования наурзумской свиты нижнего-среднего миоцена выполняют эрозионно-структурные депрессии района. Свита обнажается в бортах карьеров, чаще вдоль р. Чусовая, где вскрыта многочисленными горными выработками.

Базальные фации залегают с размывом на поверхности закарстованных известняков, других породах палеозоя. Перекрываются породы свиты красноцветными делювиально-пролювиальными образованиями каракольской серии верхнего миоцена, делювиом или аллювиом красноцветного облика кустанайской свиты верхнего плиоцена и более молодыми четвертичными отложениями. Типовой разрез сложен кварцевыми, кремнисто-кварцевыми галечниками с гидрогётитовым цементом, прослоями и линзами каолинит-гидрослюдистых и каолиновых глин серой, белой, желтой и разноцветно-пестрой окраски, реже темно-серых глин с тонкими линзами лигнита. Весьма характерен состав базального горизонта: он включает гальку белого, иногда полупрозрачного жильного кварца с желтым налетом или покрытую черной железисто-марганцевистой пленкой, иногда галечники сцементированные железистым цементом, встречаются валуны, отдельные жеоды и скопления обломков бурого железняка. Окатанность отдельных галек 3-4 балла, но преобладают гальки с окатанностью 1-2 балла.

На территории листа свита наиболее полно изучена на левобережье р. Чусовая от пос. Галка до пос. Крылосово, где она описана в известняковых карьерах, вскрыта шурфами и картировочными скважинами [Парфёнов, 1983ф]. В Галкинском карьере, в юго-юго-восточной стенке свита представлена белыми и желтоватыми кварцевыми галечниками, с песчано-алеврит-глинистым заполнителем, рыхлого и среднеплотного сложения. Размер гальки 1-2 до 5 см, окатанность 2-3 балла, отмечаются угловатые обломки. В составе галек преобладает кварц, реже встречаются кремни, бурые железняки и известняк (обломки). По всей толще встречаются линзы серых каолиновых глин (до 10 см) и гнезда тонкозернистых ожелезненных песков. Мощность свиты до 3 м. Отложения залегают в карстовых западинах известняков, перекрываются аллювиальным комплексом позднего плиоцена с хорошо выраженным базальным горизонтом.

В восточном и северо-восточном бортах карьера эти отложения были изучены В.В. Парфеновым [1983ф]. По его данным разрез сложен довольно светлыми разномерными кварцевыми песками, включающими совершенно хаотично по толще значительное количество гравия, гальки и валунов, окатанностью от идеальной до угловатой. По всей толще с преобладанием в нижней части отмечаются жеоды, стяжения и корки бурого железняка. Участками пески сцементированы окислами железа до песчаников, местами сортировка материала отсутствует или появляется хорошо отсортированные прослойки песков или галечников.

В Никитинском карьере, в южном борту вскрыты кварцевые галечники, окатанностью 2-4 балла, с галькой бурого железняка, с серым и буровато-серым песчано-глинистым

заполнителем, с гнездами и линзами глины сиреневого и светло-серого цветов. Мощность до 3,6 м. Галечники с неровным контактом залегают на песчаных каолиновых глинах сиреневых и пестрых, плотных, с неровным изломом, с включениями обломков кварца, известняка и стяжениями бурых железняков. Мощность до 6 м. Глины выполняют карстовые западины в известняках силурийского возраста. Перекрываются галечники, как и в Галкинском карьере, аллювиальным комплексом кустанайской свиты верхнего плиоцена. Базальная часть образований свиты, залегающая на закарстованной поверхности известняка, имеет характерное отличие от вышележащих образований неогена. Все гальки кварца в отложениях свиты имеют «рубашку загара» и в основании изредка глины каолиновые черного цвета с лигнитом.

Опорный разрез отложений наурзумской свиты вскрыт скважиной С-10, пробуренной в 1,4 км к югу от д. Битимка, в правом борту одноименного ручья. По данным В.В.Парфёнова [1983ф], под аллювиальным комплексом камышловской террасы (7,0м) наблюдаются:

7,0-7,7 м глина каолиновая, слабо песчаная, желтовато-светло-серого до светло-серого цвета;

7,7-9,4 м пески глинистые с галькой и гравием кварца, светло-серые, участками желто-бурые за счет ожелезнения;

9,4-13,0 м глина песчаная, пестроокрашенная, с редкой галькой кварца;

13,0-17,4 м песок гравийный, кварцевый, глинистый, светло-серый; гравийные и песчаные зерна плохо отсортированы, угловатые (окатанность 1-2 балла);

17,4-18,5 м глина каолиновая, белого и светло-серого цвета, с крупной галькой кварца (до 20-30%);

18,5-25,2м песчано-глинистые отложения с кварцевой галькой, желтовато-светло-серого цвета, иногда охристо-желтого за счет гидроокислов железа;

25,2-29,5м песчано-глинистые отложения, темно-серые, с редким гравием кварца [Парфёнов, 1983ф].

Из песчано-глинистых отложений темно-серых (слой 7) были определены споры и пыльца растений. В составе комплекса преобладает пыльца умеренно тепло- и влаголюбивой растительности «тургайского типа» - *Pterocarya*, *Corylus*, *Carpinus*, *Quercus*, *Castanea*, *Zelkova*, *Celtis*, *Tilia* – 28,3%. Пыльца тропических и субтропических видов составляет 10,2% - *Rhus*, *Nyssa*. Группу мелколиственных пород составляют *Betula*, *Alnus*. Участие трав незначительное – *Gramineae*, *Polygonaceae*, *Chehopodiaceae*, *Compositae*. Среди хвойных доминируют *Abies*, *Picea*, *Pinus* и меньше *Tsuga*. Из чёрных глин

Макропольского месторождения бурых железняков была собрана лигнитизированная древесина из которой А.В. Ермоленко [Есипов, 1947] были определены *Cupressinoxylon uralense* Yarm., *Taxodioxydon sequoianum* Mercul. и др. нижнего миоцена. Состав флоры и спорово-пыльцевого комплекса позволяет относить вмещающие отложения к нижнему миоцену [страт, 1993] и характеризовать возраст наурзумской свиты. Мощность свиты до 23 м.

Возраст наурзумской свиты, согласно Легенды [Легенда УС, 2009] и споро-пыльцевым комплексам нижний- средний миоцен.

Верхний миоцен – нижний плиоцен

Каракольская серия (N_{1-2kr}). Отложения её формируют делювиальные красноцветные шлейфы в основании положительных форм рельефа и слагают борта древних эрозионно-структурных депрессий. Они залегают на образованиях наурзумской свиты с размывом, либо на палеозойских породах и перекрываются четвертичными образованиями. Эти образования приурочены к долине реки Прачусовая.

Образования серии сложены глинами каолинит-гидрослюдистыми вишнёвого, кирпично-красного и красно-бурого цвета с гидрогётитовым бобовником и выветрелым щебнем местных пород, песками кварцево-кремнистыми, галечниками.

В основании нередко наблюдается базальный горизонт из щебнисто-гравийного материала с глинисто-песчаным наполнителем. На территории листа наиболее характерный разрез каракольской серии вскрыт скважиной № 15 по профилю VI на юго-восточном склоне г. Липовой [Парфёнов, 1983ф]: Под бурыми делювиальными суглинками квартера с обломками кварцитопесчаников (2,0м) были вскрыты:

2,0-17,0м глины кирпично-красные, коричневые, плотные с мелкими (2-6 мм) чёрными бобовинами железисто-марганцевого состава с глыбой кварцитопесчаника в интервале 9,1-13,3 м;

17,0-31,5 светло-серые каолиново-гидрослюдистые глины, в нижней части с реликтовой структурой филлитовидных сланцев.

Палеонтологических и флористических остатков в отложениях не встречено. Позднемиоценовый-раннеплиоценовый возраст образований определен условно, по красноцветной окраске глин, положению стратона в сводном разрезе неогена и согласно Легенде Среднеуральской серии. Мощность серии до 41 м.

Верхний плиоцен, пьяченский ярус

Кустанайская свита (N_{2ks}). На территории листа образования кустанайской свиты распространены в западной депрессионной зоне и приурочены к долине р. Прачусовая,

которая к северу от ст. Коуровка целиком соответствует современной долине р. Чусовой. Относительные превышения над урезом р. Чусовой составляют 30-50 м, абсолютные отметки – 280-300м. Приуроченность кустанайской свиты к долине р. Чусовой, хорошая сортировка и окатанность обломочного материала позволяют отнести эти образования к аллювию, залегающему на цоколе высокой надпойменной террасы Чусовой и её притоках. Аллювиальный комплекс наиболее изучен в среднем течении р. Чусовая от г. Билимбай до г. Староуткинск, где он вскрывается в карьерах по добыче известняка и многочисленными шурфами Ревдинской и Уткинской геоморфологических партий [Вербитская, 1943ф]. Образования свиты залегают с размывом на палеозойских породах, либо на закарстованной поверхности известняков и на белочетных отложениях наурзумской свиты, залегающей в карстовых западинах. Перекрывается аллювий делювием квартера.

Свита сложена глинами серыми и красновато-бурыми с гидрогетитом и железо-марганцевым бобовником, глинами песчаными с галькой, песками, часто гравийными, галечником.

Характерный разрез аллювия, наблюдаемый в Галкинском карьере, в его юго-юго-восточном борту: - 0,0-0,2 м почва;

- 0,2-0,5 м песок серый, пылеватый (подзол);

- 0,5-1,7 м dIIIsv суглинок коричневатого-бурый, макропористый, с редким гравием и галькой кварца, окатанностью 2-3 балла, в нижней части с красноватым оттенком.

Нижняя граница неровная, резкая;

- 1,7-4,2 м кустанайская свита (N_2ks). Галечник преимущественно кварцевый, участками гравийный, с песчано-глинистым заполнителем красного цвета за счет ожелезнения в виде цементации, отмечается редко валунная галька, окатанностью до 3 баллов. Отдельные гальки палеозойских пород сильно выветрелые до дресвяно-глинистого состояния. В основании (0,2 м) базальный горизонт – галечник валунный, сильно ожелезненный;

- 4,2-5,6 м наурзумская свита (N_1nr). Галечник светло-серый, кварцевый, окатанностью 3-4 балла, с линзовидными прослоями белых слюдистых алевритов и светло-серых каолинистых глин.

Пелитовая фракция заполнителя кустанайского аллювия представлена гидрослюдой (45%), либо смесью тонкодисперсного каолинита и гидрослюды (30%) при значительном содержании измененных чешуек и пластинок слюд (45-60%). В тяжелой фракции доминируют устойчивые к химическому выветриванию минералы (в %): ильменит (70-73), лейкоксен (8-11), рутил (5), циркон, дистен, ставролит, анатаз, хромит (1-3). Из

неустойчивых минералов встречены магнетит (до 3), эпидот и цоизит, обыкновенная роговая обманка (1-2), единичные зерна моноклинного пироксена и хлоритоидов (?). Содержание аутигенного лимонита варьирует в широких пределах (от 4 до 43). Палеогеографический коэффициент 10-18, что близко с показателями наурзумской свиты, на которой залегает аллювий.

Разрез кустанайской свиты в долине р. Прачусовая у п. Прогресс к югу от ст. Коуровка в береговом уступе (т.н. 3367) начинается от галечника, затем сменяется песком разнo-зернистым с глиной и в верхней части разреза глинами серого, красновато-бурого цвета с линзовидными включениями глин других цветов, от серого до тёмно-бурого.

На палинологический анализ отобрана проба из красновато-бурой глины. В итоге получен следующий споро-пыльцевой комплекс: богатый видовой состав пыльцы хвойных пород с присутствием таких элементов как: *Abies simplex*; *A. aff. cristata*; *Picea sect. Omorica*; *Podocarpus nageiaformis*, а также наличие в составе покрытосеменных древесных пород – пыльцы семейства *Myricaceae* и родов - *Castanea* sp; *Carpinus betulus*; *Acacia* sp., позволяет рассматривать возраст изучаемых отложений в объеме поздних стадий плиоцена неогенового периода. Мощность свиты составляет до 12 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Континентальные образования четвертичного возраста покрывают почти сплошным чехлом различной мощности более древние породы.

По условиям образования выделяются следующие генетические типы: элювий, делювий, элювий и делювий, коллювий и делювий, десерпций, делювий и аллювий, аллювий, палюстрий и техноген. На карте нашли отражение двадцать три стратиграфо-генетических подразделения, позволяющие с достаточной полнотой осветить многообразие континентального осадконакопления за четвертичный период.

Районирование проведено по Легенде Уральской серии [Легенда УС, 2009]. Площадь работ относится к Уральской структурно-фациальной зоне, внеледниковой подзоне. В западной части площади выделен Верхнечусовский район, который занимает две трети территории листа, на востоке – Сысертско-Салдинский район. Генетические типы и их возрастная принадлежность выделены согласно Легенде Среднеуральской серии [Легенда СУ, 2002].

С четвертичными образованиями связаны месторождения торфа, кирпичных глин, песков строительных, россыпи золота, золота и платины, платины и золота.

Плейстоцен

Неоплейстоцен

Нижнее звено

Кундравинский надгоризонт. *Делювий* (dIkn) распространён локально в Сысертско-Салдинском районе. Формирует погребенные шлейфы в основании склонов горных хребтов и выполняет межгорные понижения. Делювий пересечен скважинами на восточных и юго-западных склонах г. Липовая (скв. 290, 7912), на восточном склоне Шайтанского Увала. Представлен глинами песчаными с выветрелым щебнем местных коренных пород, с редкой галькой и гравием кварца, с железисто-марганцовистыми стяжениями и щебнисто-глыбовыми прослоями коренных пород. Цвет образований от коричневого до тёмно-бурого. Делювий залегает на коренных породах, мезозойских корках выветривания; перекрыт делювием североуральского надгоризонта.

Характерный разрез кундравинского делювия наблюдается по скв. 7912 [Прил. 8], пройденной в западном борту Вишерско-Висимской эрозинно-структурной депрессии в 3 км к западу от пос. Елань:

0,0-0,1 Почва

0,1-2,1 Суглинки коричневые со щебнем местных пород (dIIIsv)

2,1-20 Глины тёмно-коричневые песчаные с мелким щебнем выветрелых палеозойских пород (dIkn)

глубже 20 Известняки доломитизированные.

Возраст делювия устанавливается по положению в разрезе и согласно Легенде Среднеуральской серии [Легенда СУ, 2002], сопоставляется с кундравинской делювиальной свитой восточного склона Южного Урала. Относится по возрасту к кундравинскому надгоризонту раннего неоплейстоцена. Мощность до 27 м.

Среднее звено

К среднему неоплейстоцену относятся аллювиальные комплексы уфимской и исетской эрозионно-аккумулятивных террас, делювиальные, коллювиальные и делювиальные образования среднеуральского надгоризонта, выполняющие понижения палеорельефа.

Сылвицкий и вильгортовский горизонты. *Аллювий уфимской террасы* (a⁴Иu) распространён локально на отдельных участках долины р. Чусовая (в районе пос. Ниж. Село, между дер. Крылосово и Коновалово, между г. Первоуральск и г. Ревда). Он формирует четвертую надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 20-25 м, шириной 0,3-1 км. Террасовые поверхности узкие, наклоненные в сторону долины, в значительной степени размыты более поздними

эрозионными процессами. Аллювий сложен галечниками полимиктовыми, разноместными песками, глинами. Нижняя термохронная базальная фация представлена полимиктовыми галечниками с преобладанием кварцевой и кварцитовой гальки. Кривоохронная перигляциальная фация, слагающая верхнюю часть разреза, выполнена коричневатобурими глинами с прослоями песков, алевролитистых глин, с редким щебнем коренных пород и гальки кварца. Галечники с размывом залегают на коренных породах. Перекрыт аллювий делювиом североуральского возраста.

В левом борту р. Чусовая от дер. Крылосово до дер. Коновалово, по данным Н. В. Кинд [Кинд, 1946ф], базальные фации аллювия представлены галечниками с суглинистым заполнителем с преобладанием гальки кварца (мощность 0,3-0,5 м). Перигляциальные фации редуцированы.

Возраст уфимского аллювиального комплекса в объёме сыльвицкого и вильгортовского горизонтов определён по сопоставлению его с стратотипическим разрезом, изученным И. И. Красновым в долине р. Сыльвица у дер. Старо-Печное. Нами были отобраны пробы на споры и пыльцу из разреза уфимской террасы в среднем течении р. Чусовой (3252/8,5 и 3252/9,7). В обогащенном осадке проб 3252/9,7; 3252/8,5 были выделены палиноспектры достаточной насыщенности. Общий состав спектров характеризуется резким преобладанием пыльцы хвойных пород. Состав голосеменных растений можно рассматривать как полидоминантный. Доминантой является пыльца сосен секции *Cembra*, а в роли субдоминанты - пыльца ели (с участием ели секции *Omorica*). В качестве примеси присутствует пыльца сосен секций: *Strobus*; *Sula*; *Banksia* (в том числе зерна вида *Pinus minutus*), а также пихты сибирской (*Abies sibirica*) и пихты белой, европейской (*Abies alba*). Наличие в составе спектров данного элемента свидетельствует о накоплении изучаемых отложений не позднее **нижней части среднего неоплейстоцена**.

Покрытосеменные древесные - в составе спектров представлены, в основном, пыльцой берёз (*Betula*), ольхи (*Alnus*). Из теплолюбивых - была отмечена пыльца; вяза (*Ulmus* - проба 3252/9,7), орешник (*Corylus* - пробы 3252/9,7; 3252/8,5).

Количество пыльцы травянистой растительности свидетельствует о существовании, в непосредственной близости от пункта изучения, луга с разнообразным составом травянистого покрова. Доминирует пыльца семейств: злаковых (*Poaceae*) и бобовых (*Fabaceae*). Разнотравье слагается пыльцой семейств: астровых (*Asteraceae*), цикориевых (*Cichoriaceae*), лютиковых (*Ranunculaceae*), лилейных (*Liliaceae*), смолевковых (*Silenaceae*), валерьяновых (*Valerianaceae*), сельдерейных (*Apiaceae*), жимолостных (*Caprifoliaceae*), кипрейных (иван-чай - *Onograceae*).

Площади с избыточным увлажнением не были столь обширны, в силу чего и количество спор не превышает 17,9 %.

Выше указывалось, что присутствие в составе спектров пихты белой свидетельствует о достаточной древности отложений. Но кроме этого пыльца хвойных пород включает зерна, которые можно отнести только к секциям, которые характерны для нижнего и **нижней части среднего неоплейстоцена** (Волкова, 1977, 1984, 2011).

Таким образом, подразделение биостратиграфически обосновано и соответствует сылвицкому и вильгортовскому горизонту. Мощность до 11 м.

Ницинский и леплинский горизонты. Аллювий исетской террасы ($a^3\Pi i$) распространён локально в долине р. Чусовая (левый борт р. Чусовая в 6 км ниже г. Староуткино, ниже по течению от пос. Трека, в районе г. Первоуральск). Он формирует третью надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности порядка 17-20 м (высота цоколя 10-12 м), шириной 0,3-1 км. Площадка террасы узкая, наклонная в сторону долины реки. Аллювий представлен галечниками полимиктовыми, песками с линзами глин. Нижняя термохронная свита исетского комплекса сложена русловыми полимиктовыми галечниками и песками серого цвета, часто с косой слоистостью. Верхняя перигляциальная (криохронная) часть разреза представлена коричневатобурыми песчаными глинами с щебнем скальных местных пород, с редким полимиктовым гравием и галькой. Базальные галечники с эрозионной границей залегают на коренных палеозойских породах; перекрывается аллювий делювиальным чехлом позднего неоплейстоцена.

Нами при изучении террас р. Чусовая на её левом берегу 3377 напротив К. Высокий, 3424 ниже устья Б. Сибирки были отобраны пробы на споро-пыльцевой анализ. Пробы точек наблюдения (3377/2,6; 3424/3,5) содержали достаточное количество микрофоссилий для обоснования возраста изучаемых отложений. В общем составе преобладает пыльца хвойных пород. Присутствие таких элементов как: *Abies aff alba*; *Pinus sect. Strobus*; *Pinus sect. Sula*; *Pinus sect. Banksia*, может служить обоснованием возраста отложений в хронологическом ряду ранних стадий среднего неоплейстоцена.

В нижнем течении р. Чусовая из аллювия известны находки фауны крупных млекопитающих ранней стадии мамонтового комплекса с мамонтом раннего типа. На этом основании, и в соответствии с Легендой Среднеуральской серии, возраст исетского аллювия установлен в объёме ницинского и леплинского горизонтов среднеуральского надгоризонта. Этому не противоречат споро-пыльцевые комплексы. Мощность аллювия до 8 м.

Среднеуральский надгоризонт. Коллювий и делювий ($c, d\Pi sr$) выделены по

северной рамке площади работ на западном и восточном склонах (нижняя часть хребта г. Малиновая и др.). Приурочены к эрозионным ложбинам, межгорным понижениям с крутыми склонами, сложенными устойчивыми к химическому выветриванию породами. Представлены суглинками и глинами бурыми с щебнисто-глыбовыми прослоями. В основании разреза количество и размер обломочного материала возрастают. Иногда наблюдаются криогенные нарушения, глыбовые горизонты мощностью до 15 м. Формирование глыбовых и криогенных горизонтов сопоставляется с холодными периодами вильгортского и леплинского оледенений. На пологих участках образуются элементы делювия, заполняющего пространство между глыб. Залегает коллювий и делювий на коренных породах, перекрыт делювием североуральского надгоризонта.

Возраст коллювия и делювия устанавливается по геоморфологическому положению в разрезе и в соответствии с Легендой Среднеуральской серии в объёме среднеуральского надгоризонта среднего звена.

Мощность до 25 м.

Делювий (dIIsr) выделен в Верхнечусовском районе вдоль горных хребтов и отдельных вершин, выполняет понижения палеорельефа. Эти образования формируют делювиальные шлейфы нижнего яруса рельефа. Так же отмечается на склонах речных долин на относительных отметках, близких к уровню уфимской террасы. Делювий вскрыт скважинами на восточных отрогах хребта Киргишанский Увал (скв. 338, 335), на склонах отдельных вершин к западу и к востоку от р. Утка (скв. 330), на западном склоне г. Дикая Сопка (скв. 322), на западном склоне р. Черемша (приток р. Чусовая) (скв. 330, 332, 335, 338, 313, 279). Делювий залегает на коренных породах, мезозойских корах выветривания, редко в бортах эрозионно-структурных депрессий на красноцветах миоцена. Перекрывается делювием североуральского надгоризонта позднего неоплейстоцена. Представлен глинами и суглинками бурыми с гравием, щебнем и щебнисто-глыбовыми прослойками местных пород. Щебень слабо выветрелый.

Возраст делювия устанавливается по положению в разрезе и в соответствии с Легендой Среднеуральской серии и по результатам палинологического анализа в объёме среднеуральского надгоризонта среднего звена. Нами опробованы на споры и пыльцу борт ложбины у р. Карабай т.н. 142 скважины собственного бурения С-3 Цыбихинский профиль, С-9 Битимский профиль, (Ш-6/0,7 в меридиональном течении р. Цыбиха. и Ш-18 Хомутовский массив. В пробах: С-9/1,5; С-3/1; 142-1; ш-18/1,5 были выделены валидные спорово-пыльцевые спектры. В общем составе преобладает пыльца хвойных пород. Присутствие таких элементов как: *Abies aff alba*; *Pinus sect. Strobus*; *Pinus sect. Sula*; *Pinus*

sect. *Banksia*, может служить обоснованием возраста отложений в хронологическом ряду ранних стадий среднего неоплейстоцена.

В пробе Ш-6/0,7 была выделена пыльца сосны секции *Pitys*, дуба и липы (*Quercus*, *Tilia*). В пробе С-9/1,5 кроме выше перечисленных элементов было встречено 5 зерен рода *Tsuga*, а так же 2 зерна рода - *Ulmus* и 1 зерно рода – *Corylus*. На территории Якутии зерна пыльцы тсуги постоянно отмечены в отложениях нижнего неоплейстоцена и единичные зерна в ранние стадии среднего неоплейстоцена (Томская, 1981). В этой связи возраст отложений точки наблюдения С-9/1,5 можно трактовать нижний-средний неоплейстоцен.

Мощность до 23 м.

Аллювий уфимской и исетской террас объединённый ($a^{3+4}Pu+i$) распространён в долинах рек Чусовая, Ревда, Черемша. Он формирует эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 17-23 м, шириной 0,2-0,5 км. Аллювий представлен галечниками, песками полимиктовыми, глинами, близкими по литологическому составу к аллювию как уфимской, так и исетской террас. Осадки с размывом залегают на коренных палеозойских породах, перекрываются делювием позднего неоплейстоцена.

Террасовые уровни уфимской и исетской террас весьма сближены, а аллювиальные тела прислонены друг к другу. На этом основании на карте отражается один геоморфологический уровень, а аллювий уфимского и исетского комплексов показан как нерасчлененный. Нами при изучении террас р. Чусовая на её левом берегу к западу от д. Трёка из т.н. 3437 были отобраны пробы на споро-пыльцевой анализ. Пробы точек наблюдения (3437/2,45; 3437/4,2; 3437/4,8; 3437/5,1;) содержали достаточное количество микрофоссилий для обоснования возраста изучаемых отложений. Состав пыльцы голосеменных растений свидетельствует о развитии на прилегающей территории темнохвойно-таежного ценогенетического комплекса (пыльцы хвойных 94,2-96,0 %). Наличие в составе пыльцы хвойных – таких элементов как: *Picea* sect., *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, а так же - *Pinus* sect. *Sula*, *Pinus* sect. *Banksia* (в том числе - *Pinus minutus*) свидетельствует о накоплении отложений, вероятнее всего либо в поздние стадии раннего неоплейстоцена, либо в ранние стадии среднего неоплейстоцена.

На этом основании, и в соответствии с Легендой Среднеуральской серии [Легенда СУ, 2002], возраст аллювия датируется в объёме среднего звена неоплейстоцена. Мощности до 3 м.

Верхнее звено

Образования верхнего неоплейстоцена имеют широкое распространение на

территории района. Представлены следующими генетическими типами: элювием, элювием и делювием, аллювием, делювием, коллювием и делювием, десерпцием.

Стрелецкий и ханмейский горизонты. *Аллювий камышловской террасы* ($a^2\Pi k$) широко распространён в долинах рек Чусовая, Ревда, Черемша (Прил. 8, № ГУ-96), Шайтанка, Битимка (Прил. 8, № С-10), Утка, Тагил. Аллювиальные образования составляют вторую надпойменную террасу с относительной высотой поверхности 8-12 м, шириной 0,2-1 км. Терраса морфологически хорошо выражена, площадка обычно наклонена к реке, что связано с возрастанием мощности делювиальной «покрышки» к тыловому шву. Чаше всего цоколь террасы находится на небольшой глубине относительно уреза реки, но на неравновесных участках долины цоколь выходит на дневную поверхность. Аллювий представлен песками гравийными с галькой; алевритистыми синевато-серыми глинами; суглинками. Литологический состав аллювия довольно постоянен и выдержан по простиранию. Разрез камышловского аллювия чётко подразделяется на нижнюю термостороннюю свиту, залегающую ниже уреза реки, и верхнюю – перигляциальную криохромную свиту, формирующую уступ террасы. Первая представлена русловыми и старичными фациями – серыми гравийными песками и галечниками с прослоями синевато-серых алевритистых глин. Вторая сложена бурыми суглинками с галькой палеозойских пород и редким щебнем с тонкими линзами полимиктовых песков. Залегаёт на коренных палеозойских породах, перекрывается североуральским делювием позднего неоплейстоцена.

Наиболее полный разрез вскрыт скважиной ГУ-96 (Прил. 8), пройденной на левом берегу р. Черемша, в 4 км севернее одноимённого посёлка. В ней наблюдаются:

0,0-0,3 Почва

0,3-6,8 Глина бурая, делювиальная песчаная, с редким гравием и галькой ($d\Pi s v$)

6,8-10,8 Суглинки бурые с прослойками буровато-серого песка, с галькой и гравием полимиктового состава ($a^2\Pi k$)

10,8-12,4 Пески гравийные с песчано-глинистым заполнителем ($a^2\Pi k$)

12,4-20 Глина буровато-серая песчаная

20-27,7 Базальный горизонт. Серый галечник с гравием и крупнозернистым песком ($a^2\Pi k$)

27,7-36,7 Известняки.

По данным литолого-минералогического анализа песков и глин лёгкая фракция состоит из зёрен кварца, полевых шпатов, кальцита, слюд; тяжёлая представлена магнетитом, роговой обманкой, пироксеном, единичными зёрнами ильменита, хромита, дистена,

циркона. В тяжёлой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы, палеогеографический коэффициент 0,1-0,2.

Из скв. 10 (Прил.8), пройденной на правом берегу р. Битимка (приток р. Чусовая) в средней части камышловского аллювия (интервал 4-5 м) (Прил. 8) отобрана проба на спорово-пыльцевой анализ. Палинологический комплекс лесного типа, воссоздающий сосновые леса с елью, берёзой с папоротниковым покровом, с плаунами и сфагновыми мхами на заболоченных участках. Такие фитоценозы соответствуют времени завершения термогидротической межледниковой стадии. По условиям залегания и спорово-пыльцевым данным термохронный аллювий сопоставляется со стрелецкой свитой позднего неоплейстоцена.

На основании вышеизложенного, по геоморфологическому положению в разрезе и в соответствии с Легендой Среднеуральской серии, возраст камышловского аллювия устанавливается в объёме стрелецкого и ханмейского горизонтов позднего неоплейстоцена. Мощность до 21 м.

Североуральский надгоризонт

Полярноуральский горизонт. *Десерпций* (drIIIpu) распространён в верхней части пологих склонов хребтов Киргишанский Увал, Палёный увал, Каменный хребет, Киргишанский хребет, хребет г. Малиновая, Шайтанский Увал и вдоль отдельных горных вершин таких, как г. Сабик, г. Накоряковская г. Вдовья, г. Плешивая, г. Корнеева, г. Липовая, Шаромские горы, г. Дикая Сопка, г. Гладкая, г. Токариха. Представлены щебнем местных пород с отдельными глыбами в супесчаном заполнителе. Формирование десерпция происходило в холодных условиях нивального физического выветривания с образованием щебнисто-глыбовых развалов коренных пород, медленно сползающих вниз по склону под влиянием солифлюкционных процессов и силы гравитации, с последующей цементировкой межглыбовых пустот курумников мелкокластическим материалом. Залегают на коренных породах, вниз по склону замещаются и частично перекрывают коллювий и делювий североуральского возраста (хребет г. Малиновая).

Характерный разрез десерпция описан по скв. 7917 (Прил. 8), пройденной в 5 км на запад от пос. Елани. В ней вскрыты:

0,0-0,1 Почва

0,1-2,0 Щебень от крупного до мелкого с глыбами палеозойских пород

>2,0 Породы палеозоя.

По положению в разрезе и синхронизации формирования десерпция с последней ледниковой эпохой, возраст его определяется, как полярноуральский горизонт североуральского надгоризонта позднего неоплейстоцена. Мощность до 5 м.

Коллювий и делювий (с, dIIIpu) распространён в верхней части крутых склонов г. Бунар, г. Перевал, г. Красные горы в Сысертско-Салдинском районе и локально в Верхнечусовском районе на крутых склонах гор к западу и востоку меридионального отрезка р. Утка (восточный склон горы с отметкой 402 м и др). Представлены суглинками и глинами со щебнем и глыбами коренных пород. Залегают на коренных палеозойских породах. На пологих склонах фациально замещаются полярноуральским десерпцием. Вниз по склону коллювий и делювий замещаются верхними слоями делювия североуральского возраста.

Возраст устанавливается по положению в разрезе, фациальному замещению с одновозрастными образованиями и синхронизации формирования коллювия и делювия с полярноуральской ледниковой эпохой. Мощность до 2 м.

Делювий (dIIIpu) покрывает тонким чехлом склоны малых рек и притоков, заложение которых произошло в начале позднего неоплейстоцена. На карте он показан в малом объеме, чтобы не загружать карту. Представлен суглинками и супесями светло-бурыми с редким гравием и щебнем коренных пород. Повышенная мощность приурочена к тыловому шву режеевской террасы, где делювий фациально замещается перигляциальным синхронным аллювием. По этому замещению и положению делювия в стратиграфическом разрезе, как покрывающего все более древние образования, он относится по возрасту к полярноуральскому горизонту. Формирование его связано с последней ледниковой эпохой, ознаменовавшейся суровым, холодным и сухим климатом. Мощность до 3 м.

Невьянский и полярноуральский горизонты. *Аллювий режеевской террасы* (a¹IIIr) распространён в долинах рек и их крупных притоков. Отложения формируют первую надпойменную аккумулятивную террасу, с высотой поверхности 5-7 м относительно уреза воды, шириной 0,2-1,3 км. Площадка террасы ровная, субгоризонтальная, слабо расчленённая современными ложками, с хорошо выраженной бровкой и тыловым швом. Аллювий представлен песками полимиктовыми с гравием, глинами алевритистыми, супесями светло-бурыми. В строении аллювия выделяются две свиты. Верхняя (криохронная) сложена бурыми супесями, лёгкими суглинками с линзами алевритистых глин, разнозернистых песков. В кровле нередко наблюдаются криогенные деформации в виде псевдоморфоз по ледяным жилам. Нижняя (термохронная) свита представлена песками русловой фации полимиктовыми с гравием и галькой. В основании аллювия

наблюдается базальный горизонт, выполненный галечниками и гравийными песками. Аллювий залегает на коренных палеозойских породах, аллювии камышловской террасы; перекрыт делювием полярноуральского горизонта либо торфами голоцена.

Характерный разрез аллювия описан на правом берегу р. Чусовая в дер. Коуровка в уступе берега высотой 5 м:

0,0-0,2 Почва

0,2-0,7 Супесь делювиальная светло-бурая макропористая, слабо известковистая с редким гравием кварца (dIIIpu)

0,7-3,8 Песок серовато-бурый полимиктовый, среднезернистый, участками глинистый с редким гравием, с плохо выраженной волнистой слоистостью. В интервале 3,3-3,8 отмечается прослой полимиктового гравия с галькой, окатанностью 2-3 балла

3,8-4,0 Линза синевато-серых глин алевролитических, слабо иловатых, пластинчатых

4,0-5,0 Галечник гравийный серый полимиктовый (окатанность 2-3 балла, редко до 4 баллов) с песчаным заполнителем рыхлого сложения (до уреза воды).

По данным литолого-минералогического анализа все слои аллювия имеют сходный состав лёгкой и тяжёлой фракций. В тяжёлой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы. Палеогеографический коэффициент от 0,1 до 0,3, что свойственно молодым неоплейстоценовым образованиям.

Нами изучена режевская терраса на р. Чусовая (левый борт) в д. Крылосово т.н. 3183. Общий состав характеризуется преобладанием пыльцы хвойных пород. Доминирует пыльца сосны сибирской, ели сибирской и сосны обыкновенной (*Pinus sibirica*, *Picea obovata*, *Pinus sylvestris*). В качестве примеси отмечена пыльца пихты сибирской, лиственницы, кедрового стланика и можжевельника (*Abies sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus pumila* и *Juniperus* sp.). Данный состав близок современному составу темнохвойного ценогенетического комплекса, который развит на Урале. Единственный элемент является чуждым - кедровый стланик. Возможно, он является эдификатором верхнеоплейстоценовых палеоландшафтов на Урале. В литературных источниках только у А. И. Томской (1981) упомянут этот вид, который по её мнению ведет свое начало с нижнего плейстоцена на территории Якутии.

Из покрытосеменных древесных пород отмечена пыльца берез (преобладает - *Betula*), ольхи (*Alnus*), осины (*Populus*).

В составе травянистых - доминирует пыльца злаковых и содоминирует пыльца лугового разнотравья. Споры в основном слагаются зернами семейств: многоножковых и плауновых (*Polypodiaceae* и *Lycopodiaceae*). Остальные элементы лишь подчеркивают

экологические условия обитания данной флоры. Возраст отложений определяется их геоморфологическим положением в комплексе низких террас (причленение или вложение в аллювий камышловской террасы). Нижний осадочный ритм первой надпойменной террасы сформировался в межледниковье (невьянский горизонт), верхний – в оледенение (полярноуральский горизонт). Верхняя возрастная граница отложений террасы определяется налеганием на них голоценовых торфяников. Таким образом, возраст режевского аллювия, в соответствии сполученными данными, Легендой Среднеуральской серии, устанавливается в объёме невянского и полярноуральского горизонтов североуральского надгоризонта позднего неоплейстоцена. Мощность до 5 м.

Коллювий и делювий (с,dIIIsv) выделены по северной рамке площади работ на западном и восточном склонах хребта г. Малиновая (Верхнечусовской район) и на западном склоне горной вершины к востоку от р. Казачий Шишим (Сысертско-Салдинский район). Они залегают на крутых склонах возвышенностей и хребтов верхнего яруса рельефа, сложенных коренными породами и замещаются делювием при выполаживании склонов. Представлены суглинками и глинами со щебнем и редкими глыбами коренных пород. Коллювий и делювий залегают с резкой границей на коренных породах, вниз по склону замещаются делювием североуральского надгоризонта.

Возраст устанавливается по положению в разрезе и согласно Легенде Среднеуральской серии в объёме североуральского надгоризонта позднего неоплейстоцена. Мощность до 6 м.

Делювий (dIIIsv) широко развит в районе работ. Геоморфологически приурочен к склонам долин и междуречий, перекрывает в прибортовых частях аллювий высоких террас, включая камышловскую. Представлен суглинками и глинами бурыми с редкой гальской и щебнем местных пород. Образования пересечены многочисленными скважинами (Прил. 8, скв. С-338, С-335, С-330, С-322, 279, ГУ-96, С-10, С-7912) вдоль долин рек и их притоков. Делювий с резкой границей залегает на коренных породах палеозоя, делювии среднеуральского и кундравинского надгоризонтов. Вверх по склону фациально замещается коллювием и делювием североуральского надгоризонта. В пределах шлейфа делювий обычно закономерно изменяет свой состав от более грубого щебнистого вблизи верхней кромки шлейфа до суглинистого и глинистого у его подошвы. Обломочный материал заметно окатан, но не отсортирован. Однако в вертикальном разрезе толщи делювия наблюдается некоторое подобие слоистости, параллельной склону и обусловленной различным гранулометрическим составом материала.

Нами в шурфах 7, 8, 12 (в правом борту р. Цыбиха), 14 (верховья р. Хомутовки), 16 (р. Киргишанка правый приток р. Чёрной), 17 (к Ю от д. Хомутовки) отобраны пробы на палинологический анализ. Общий состав спектров характеризуется преобладанием пыльцы хвойных пород. Доминантой является пыльца сосны сибирской (*Pinus sibirica*), субдоминантой – пыльца ели сибирской (*Picea obovata*) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*). В качестве примеси в составе таежного ценокомплекса отмечена пыльца лиственницы, кедрового стланика, пихты сибирской (*Larix*, *Pinus pumila*, *Abies sibirica*).

Пыльца покрытосеменных древесных пород в основном представлена мелколиственными элементами – березой, ольхой (*Betula*, *Alnus*). В пробах Ш-8/0,5 и Ш-7/0,6 отмечены единичные зерна вяза (*Ulmus*), а в пробе Ш-14/0,5 встречены зерна теплолюбивых пород – дуба, вяза, лещины, граба (*Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Carpinus*).

В составе пыльцы травянистой растительности первая роль отведена роду иван-чая (*Chamaenerium latifolium*) и семейству злаковых (*Poaceae*). В меньшей степени представлена пыльца лугового разнотравья. Споры не многочисленны и представлены в основном многожковыми (*Polypodiaceae*) и уховниковыми (*Ophioglossaceae*). В пробах Ш-14/0,5 и Ш-8/0,5 отмечено заметное количество пыльцы сфагнового мха – эдификатора верховых болот.

Описанные спектры по своему составу ближе всего к палинофлорам, которые выше указанными авторами относятся к среднему неоплейстоцену. Спектр пробы Ш-14/0,5 может отражать как конечные фазы позднеоплейстоценового межледникового (микулинского), так и определенные фазы потеплений Hengelo (42000 – 37000 л. н) или Arcy (32000 л. н.). Спектры проб Ш-12/0,4; Ш-8/0,5; Ш-7/0,5, вероятнее всего, отразили определенные фазы потеплений и похолоданий интервала Odderade – Hengelo (52000 – 37000 л. н.). Пыльца теплолюбивых пород (*Ulmus*, *Corylus*) отмечена только в пробах Ш 17/1,5 и Ш 16/1,5, это может указывать на ранние или поздние фазы межледниковой эпохи в объеме позднего неоплейстоцена. Остальные спектры, вероятно, отразили растительность ледниковой эпохи позднего неоплейстоцена (валдайской, Волкова, 1977).

На основании вышеизложенного и согласно положению в разрезе, возраст делювия определяется как позднеоплейстоценовый (североуральский надгоризонт). Мощность до 12 м. С ним связаны месторождения кирпичных глин.

Аллювий камышовской и режеской террас нерасчленённый ($a^{1+2}Шk+r$) широко распространён в долинах рек Чусовая, Утка, Бол. Шишим, Мал. Шишим, Вост. Шишим, Билимбаевка, Бол. Шайтанка, Ревда, Бисерть, Демид, Белый Атиг, Серга. Он формирует аккумулятивную надпойменную террасу с относительной высотой поверхности 6-10 м,

шириной 0,2-1,4 км. Морфологически она может соответствовать уровню как камышловской, так и режевской террас. Иногда площадки камышловской и режевской террас настолько узкие, что в масштабе карты показать их отдельно невозможно. Аллювий представлен гравийными песками с галькой, бурыми супесями и суглинками. Аллювий залегает на коренных породах палеозоя, перекрыт суглинками позднего неоплейстоцена, торфами голоцена.

Согласно Легенде Среднеуральской серии возраст аллювия устанавливается в объеме времени формирования камышловской и режевской террас, как поздний неоплейстоцен. Мощность до 15 м.

Элювий и делювий (e,dIII) приурочены к пологим привершинным склонам хребтов и отдельных вершин, а также к пологим эрозионным склонам речных долин. Представлены суглинками и глинами с редкой галькой и щебнем подстилающих пород. Залегают с резкой, эрозионной границей на коренных породах палеозоя. Вверх по склону фациально замещаются элювием. В формировании элювия и делювия на верхних уровнях преобладают элювиальные процессы, на нижних – делювиальные. Нами т.н.3206 и 3207 по левому берегу р. Чусовой в д. Коновалово и в шурфах 22 и 25 на р. Каменке правый приток р. Большой Шишим отобраны пробы на палинологический анализ. Общий состав характеризуется преобладанием пыльцы хвойных пород. Доминирует пыльца сосны сибирской, ели сибирской и сосны обыкновенной (*Pinus sibirica*, *Picea obovata*, *Pinus sylvestris*). В качестве примеси отмечена пыльца пихты сибирской, лиственницы, кедрового стланика и можжевельника (*Abies sibirica*, *Larix sibirica*, *Pinus pumila* и *Juniperus* sp.). Данный состав близок современному составу темнохвойного ценогенетического комплекса, который развит на Урале. Единственный элемент является чуждым - кедровый стланик. Возможно, он является эдификатором верхненеоплейстоценовых палеоландшафтов на Урале. В литературных источниках только у А. И. Томской (1981) упомянут этот вид, который по её мнению ведет свое начало с нижнего плейстоцена на территории Якутии.

Из покрытосеменных древесных пород отмечена пыльца берез (преобладает - *Betula*), ольхи (*Alnus*), осины (*Populus*). В пробе 3207/0,7 встречено одно зерно вяза (*Ulmus*). Наличие данных элементов говорит о том, что самый теплый (мягкий) климат был во время накопления пробы 3207/0,7, а общий состав видимо отразил интервал валдайского ледникового в хронологических рамках – 35000 – 23000 л. н.

В составе травянистых - доминирует пыльца злаковых и содоминирует пыльца лугового разнотравья. Споры в основном слагаются зернами семейств: многоножковых и

плауновых (Polypodiaceae и Lycopodiaceae). Остальные элементы лишь подчеркивают экологические условия обитания данной флоры.

Моцрат проб Ш 22/1,3; Ш 25/0,6 содержал споры и пыльцу в меньшем количестве, нежели в выше приведенных пробах. В составе пыльцы хвойных пород отмечены лишь следующие элементы: *Picea obovata*; *Abies sibirica*; *Pinus sibirica*; *Pinus sylvestris*; *Larix* sp, что характерно для отложений позднего неоплейстоцена и голоцена Западной Сибири.

По аналогии со смежными площадями, возраст принят условно, как позднечетвертичный. Мощность до 2 м.

Элювий (eIII) распространён на уплощённых вершинах горных хребтов, увалов и отдельных вершин. Представлен щебнем с редкими глыбами коренных пород с супесчаным заполнителем. Контакт с подстилающими коренными породами постепенный. Вниз по склону фациально замещается элювием и делювием. Элювий сформировался под влиянием физического выветривания.

Согласно Легенде Среднеуральской серии и по геоморфологическому положению в разрезе, возраст элювия принимается в пределах верхнего звена неоплейстоцена. Мощность до 2 м.

Плейстоцен нерасчленённый

Элювий и делювий (e,dP) приурочены к пологим склонам древних поверхностей выравнивания. Представлены глинами и суглинками со щебнем выветрелых пород и редкой галькой кварца. Залегают на коренных породах палеозоя, мезозойских корах выветривания, вверх по склону фациально замещаются.

Характерный разрез вскрыт в скважине С-239 (Прил. 8) [Борисов, 1982; Парфёнов, 1983] на Хомутовском участке. В скважине наблюдаются:

0,0-3,8 Глина бурая с примесью щебня и дресвы сланцев серицит-кварцевого состава

3,8-10,8 Мезозойская глинисто-щебнистая кора выветривания (eMZ)

10,8-106,5 Коренные породы.

Образования этого генезиса формировались в течение всей плейстоценовой эпохи. Мощность до 4 м. С ними связаны месторождения кирпичных глин.

Элювий (eP) распространён на выровненных поверхностях среднего яруса рельефа, на древних поверхностях выравнивания; приурочен к плосковершинным участкам гряд и увалов, сложенных коренными породами. Представлен суглинками и глинами с щебнем выветрелых подстилающих пород. Нижняя граница постепенная. Залегает на породах палеозоя, мезозойских корах выветривания; вниз по склону фациально замещается

элювием и делювием. Элювий образовался под влиянием физического и химического выветривания.

Плейстоценовый возраст определяется по степени выветрелости обломочного материала и в значительной мере условно. Мощность до 3 м.

Голоцен

Образования голоцена представлены следующими генетическими типами: аллювием, делювием и аллювием, палюстрием, элювием и техногеном.

Горбуновский горизонт

Палюстрий (plHgr) распространён локально по площади работ. В Верхнечусовском районе приурочен к долине р. Белый Атиг с двумя месторождениями торфа, верховьям р. Северная Дарья. И в Верхнечусовском, и в Сысертско-Салдинском районах небольшие болота приурочены к верховьям рек и логов. Представлен торфом. Залегают на поверхности режевской и камышловской террас, фациально замещается аллювием. По условиям залегания торфяники относятся к низинному, степень разложенности средняя.

Голоценовый возраст торфа устанавливается по сопоставлению с хорошо изученными разрезами восточного склона Урала, где возраст подтверждается биостратиграфическими данными и радиоуглеродными датировками. Мощность до 11 м. С ним связаны месторождения торфа.

Делювий и аллювий (d,aHgr) выделены в верховьях рек и по мелким притокам и логом. Представлены плохо отсортированными супесями и глинами серыми с гравием и щебнем местных пород. В основании разрезов, как правило, наблюдается базальный горизонт из галечников и гравийников, залегающий с размывом на коренных породах. Исходный материал поступает с бортов, вниз по течению рек замещаются аллювием.

Разрез ложковых образований вскрыт в скважине С-60 (Прил. 8 С-60, Лунегов, 1960 г) в логу (правый берег р. Тагил). Сверху вниз описаны слои:

0,0-0,35 Почвенно-растительный слой.

0,35-10,2 Глина буровато-серая с обломками кварцевых песчаников и известняков.

10,2-53,5 Известняки.

Делювий и аллювий формируются современными водотоками, поэтому возраст их определяется как голоценовый в объёме горбуновского горизонта. Мощность до 11 м. С ними связаны россыпи золота, золота и платины.

Аллювий пойменных террас и русла (aHgr) распространён повсеместно в долинах рек (Прил., № 8 С-3). Представлен галечниками, песками разнотерными, супесями. Он формирует высокую и низкую пойменные террасы, а также слагает русла рек и их

пляжи. Высокая пойма морфологически хорошо выражена, относительная высота её поверхности – 3-4 м, высота низкой поймы – 1-1,5 м. Разрезы аллювия являются выдержанными по всем рекам. В их основании залегают русловые фации, представленные галечниками, гравийниками и песками. Верхнюю часть разреза составляют пойменные фации, представленные тонким переслаиванием супесей и пылеватых песков. Русловые фации с размывом залегают как на коренных породах, так и на аллювии камышловского или режевского комплексов.

По данным литолого-минералогического анализа песков лёгкая фракция состоит из зёрен кварца, полевых шпатов, слюд; тяжёлая фракция представлена магнетитом, роговой обманкой, пироксенами, единичными зёрнами ильменита, хромита, циркона. В тяжёлой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы. Палеогеографический коэффициент 0,1-0,25. Аллювий продолжает формироваться и в настоящее время.

Нами у пересечения трассой Р-242 р. Чусовой, на её правом берегу отобраны пробы на палинологический анализ. (т.н. 3277, 3278, 3279. Палиноспектры проб 3277/0,9; 3278/0,4; 3279 характеризуются преобладанием пыльцы хвойных пород. Доминирует пыльца сосны сибирской (*Pinus sibirica*) и ели сибирской (*Picea obovata*). Меньшую роль играет пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), а в качестве примеси присутствует пыльца лиственницы, пихты сибирской и кедрового стланика (*Larix*, *Abies sibirica*, *Pinus pumila*).

Древесные покрытосеменные элементы состоят в основном из пыльцы берёзы и ольхи. Теплолюбивые породы представлены единичными зёрнами вяза, липы и лещины (*Ulmus*, *Tilia*, и *Corylus*) в пробе 3278/0,4.

Травянистый покров представлен в основном пыльцой семейств: смолевковых, кипрейных, злаковых, синюховых (*Silenaceae*, *Onograceae*, *Poaceae*, *Polemoniaceae*). Остальные семейства составляют разнотравье. Споры заметную роль играют в спектрах проб 3277/0,9 и 3279. Данные спектры отразили достаточно холодные условия, возможно переходные фазы от бореала к атлантике (5900 л.н.). Спектр пробы 3278/0,4 содержит небольшое количество теплолюбивых пород - вяза, липы и лещины, а их совместное наличие в составе пыльцы может свидетельствовать о накоплении отложений данного интервала в одну из поздних фаз атлантики (Лаптева, 2008; Голубева, Зарецкая, 2011).

По фациальному замещению аллювия торфами, согласно Легенде Среднеуральской серии и полученным нами данным возраст его принят в объёме горбуновского горизонта

голоцена. Мощность до 10 м. С ним связаны месторождения песка строительного; россыпи золота, золота и платины.

Элювий (eHgr) развит локально на отдельных высоких вершинах гребневидных увалов со скальными выходами палеозойских пород. В Верхнечусовском районе элювий развит в пределах хребта Киргишанский увал, Палёный Увал, хребта г. Малиновая. Представлен глыбами, щебнем, дресвой коренных подстилающих пород, участками с супесчаным заполнителем. Формирование элювия происходит под влиянием физического выветривания. Залегает элювий на коренных породах палеозоя. Его формирование продолжается и в настоящее время.

По геоморфологическому положению в разрезе и согласно Легенде Среднеуральской серии, возраст определён горбуновским горизонтом голоцена. Мощность до 1 м.

Горбуновский горизонт, верхняя часть

Техноген (tHgr²) наиболее широко распространён в Сысертско-Салдинском районе. Это перемещённые образования, связанные с отвалами горнодобывающих предприятий, с добычей россыпного золота и платины, строительных материалов. Крупные по площади отвалы расположены на левобережье р. Ревда между городами Первоуральск и Ревда. Представлены щебнем, глыбами, гравием, галькой, глинами. Образования используются в дорожном строительстве для отсыпки дорог. Мощность до 70 м.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

Район характеризуется сложным геологическим строением и в тектоническом отношении подразделен на ряд структурно-формационных зон (СФЗ), отличающихся по составу слагающих их образований и историей геологического развития. Для каждой из таких СФЗ характерен свой набор магматических (плутонических, субвулканических и дайковых) образований, объединяемых в отдельные комплексы. Ниже приведено описание таких комплексов от более древних к молодым.

ВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сарановский комплекс ультрамафит-габбровый

Образования комплекса слагают Шишимский массив, расположенный в 3,5 км к северу от Шишимского дома отдыха в верховьях р. Каменушки, правого притока р. Б. Шишим, в пределах Кваркушко-Каменногорской СФЗ. Попытки вскрыть образования массива горными выработками в процессе проведения полевых работ в 2023 г. успеха не имели. Описание массива и слагающих его образований заимствовано из отчета [Парфенов и др., 1983ф].

Массив был обнаружен Ю.Л. Глушковым и Г.Ф. Скворцовым [1964ф] при проверке магнитной аномалии. Позднее изучался А.И. Кукушкиным [1971ф], И.А. Малаховым [1974ф]; М.М. Костаревым [1976ф]; О.К. Ивановым [1982].

В процессе ГДП-50 [Парфенов, 1983ф] были просмотрены шлифы по скважинам, пройден совмещенный профиль СЭП, магнитометрических наблюдений и шурфов, что позволило получить дополнительный материал о составе ультрамафитов и характере контактов с вмещающими породами. Основные сведения о строении и составе Шишимского массива авторами приведены по результатам предыдущих исследователей.

Массив расположен в западном блоке южного окончания Каменногорского антиклинория, в полосе развития песчаников такатинской свиты, трансгрессивно перекрывающих песчано-сланцевые образования объединенных старопечнинской и перевалокской свит венда.

В плане массив размером 300×120 м имеет грушевидную форму [Кукушкин, 1971ф]. По геофизическим данным массиву отвечает положительная аномалия магнитного поля интенсивностью до 2000 нТл. В юго-восточном направлении массив выклинивается, имея при этом мощность 10-15 м. По данным магнитной съемки массив не ограничен на глубину и имеет крутое восточное падение. К юго-востоку от него откартирована

меньшая магнитная аномалия интенсивностью до 924 нТл, вытянутая с запада на восток, и имеющая, по-видимому, аналогичную природу.

Северо-восточный контакт массива с вмещающими породами тектонический, вскрыт скважиной С-1. Юго-восточный контакт не вскрыт, на глубине 94,5-95,6 м здесь наблюдаются сливные очень плотные кварц-серицит-альбит-амфиболовые роговиковоподобные породы, сменяющиеся к забою гранитоидными породами кварц-серицитового состава. В целом, предполагаются тектонические контакты массива.

Массив имеет сложное строение и состоит из ультрамафитов и амфиболитов. Ультрамафиты слагают большую, восточную часть массива, амфиболиты - западную. Ширина выходов последних - 16 м. Ультрамафическая часть массива сложена серпентинизированными мелкозернистыми шприсгеймитами. Плотности их достигают $2,87 \text{ г/см}^3$ при магнитной восприимчивости до 150×10^{-3} ед. СИ. Они имеют гипидиоморфнозернистую и пойкилитовую структуру.

Минералогический состав (шл. СШ-2/24): оливин, полностью замещенный магнетит-лизардитовым агрегатом (20-60%) в виде идиоморфных зерен размером 0,7 мм, которые при увеличении содержания паргасита выше 50% становятся ксеноморфными; паргасит (40-70%) с характерной спайностью амфиболов. В нем отмечаются пойкилитовые включения серпентина и вкрапленность рудного минерала по трещинам спайности (возможно за счет серпентинизации); редкие зерна ортопироксена замещены баститом; флогопит в единичных ксеноморфных по отношению к оливину и паргаситу пластинках, иногда с новообразованиями хлорита; рудный минерал (железистый хромшпинелид?), образующий единичные зерна до 0,07 мм в оливине, паргасите и интерстициях.

По результатам минералогического анализа (проба Ш-1624) в породе отмечаются циркон, пирит, рутил, апатит.

Шприсгеймиты в скважине 2 на глубине 58,3 м подстилаются слабо рассланцованными плагиоклазовыми амфиболитами. Последние - мелкозернистые, мезократовые, состоящие из ярко-зеленой сильно плеохроирующей роговой обманки, и нацело соссюризированного плагиоклаза. Плотности амфиболитов в среднем близки $2,96 \text{ г/см}^3$; они слабомагнитны.

Среди амфиболитов обнаружены мелкие жилы габбро-пегматитов с цоизитизированным плагиоклазом и редким реликтовым кварцем.

По О.К. Иванову [1982] такие косвенные признаки как: присутствие в перидотитах амфибола, мелкозернистость пород, развитие пегматоидных разностей (в амфиболитах) — могут свидетельствовать в пользу генетической близости и магматического

происхождения этих пород. Характер же содержания оливина, а также положение перидотитов и амфиболитов указывает на то, что "дном тела должен быть западный контакт". Для пород Шишимского массива характерны отношения химических компонентов (за исключением TiO_2/CaO) наблюдаемые в кимберлитах. Тем не менее, изучение алмазности перидотитов по скважине 2 (инт.4,0-95,6 м, вес пробы - 293,6кг) [Костарев,1976,ф] положительных результатов не дало.

Авторы [Парфенов, 1983ф] отмечают, что химический состав перидотитов Шишимской интрузии сильно отличается от состава перидотитов платиноносных и альпинотипных массивов Урала повышенным содержанием главных петрогенных элементов: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , K_2O и пониженным MgO , что лишь отчасти согласуется с имеющимися в нашем распоряжении аналитическими данными. В целом, по нашим данным, ультрамафиты Шишимского массива, по содержанию петрогенных оксидов приближаются к ультрамафитам качканарского комплекса (Прил. 8, Рис. 35, 36).

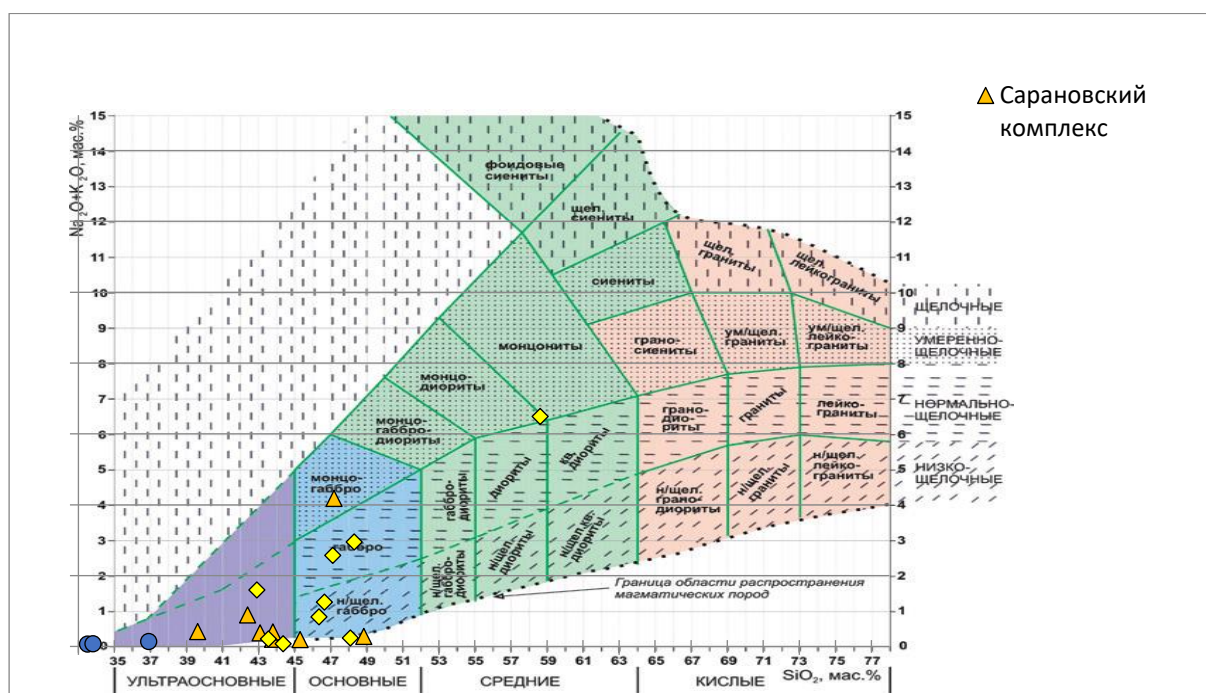


Рис. 35. Диаграмма TAS для пород сарановского комплекса в сравнении с породами серовского и качканарского комплексов. Аналитические данные по сарановскому комплексу заимствованы из отчета [Парфенов и др., 1983ф].

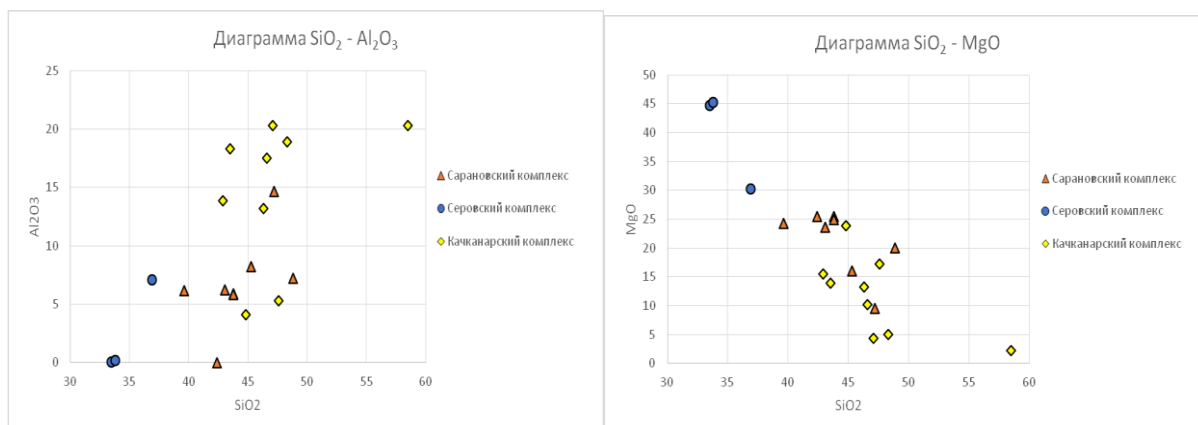


Рис. 36. Диаграммы распределения основных петрогенных оксидов для сарановского, серовского и качканарского комплексов.

По данным В.В. Парфенова [1983ф] абсолютный возраст роговообманковых перидотитов массива [Кукушкин, 1971ф] равен 2258-2283 млн. лет, что, при учете среднедевонского возраста вмещающих пород, свидетельствует либо о протрузивном характере внедрения массива, либо о нарушении отношения К/Аг за счет более поздней гранитизации.

Возраст сарановского комплекса принят ранневендским согласно [Легенда ..., 2009].

Кваркушский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный

Габбродолериты кваркушского комплекса встречены среди образований верхнего рифея Каменногорского блока Кваркушско-Каменногорской СФЗ. По данным В.В. Парфенова [1983ф] они откартированы в верховьях р. Каменка и в междуречье р.р. Крутая и Билимбаевка, хотя автор не исключает и более широкое их площадное распространение, не фиксируемое вследствие слабой обнаженности района. Выходы габбро-долеритов представлены элювиальными и делювиальными развалами мелких глыб и щебня, среди песчано-сланцевых отложений нерасчлененных федотовской и усьвинской свит верхнего рифея. Простираие даек субширотное, совпадающее с простираием близлежащих разрывных нарушений. Южное более изученное тело залегает в виде дайки субширотного направления размером около 50×600 м. Несколько маломощных и сближенных даек к северу от каменных габбродолеритов имеют также широтное простираие.

Габбродолериты состоят из сосюритизированного плагиоклаза и темноцветного минерала, нацело замещенного хлоритом и игольчатым актинолитом. В незначительном количестве отмечены эпидот и кварц, а также сфен в виде крупных порфиробластических выделений. Структура породы субофитовая, переходящая в немато-лепидогранобластовую в нацело альбитизированных и хлоритизированных разностях. По

химическому составу эти породы относятся к высокотитанистым ($\text{TiO}_2 = 2,29\%$) с повышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} = 2,89\%$).

Возраст габбродолеритов устанавливается на основании прорывания ими терригенных образований верхнего рифея.

Кенчурский комплекс метагаббро-метатрондьемитовый плутонический

Комплекс выделен Г.А. Глушковой и др. [1979ф] в качестве комплекса метагабброидов позднерифейского возраста. Работами последних лет на смежной с юга Нязепетровской площади [Мосейчук, Тевелев и др., 2024] состав комплекса дополнен метатрондьемитами. Авторы в составе комплекса выделяют породы двух фаз внедрения: 1 - габбро, метагаббро, 2 - метатрондьемиты.

Кенчурский комплекс в Уфалейской СФЗ распространён среди пород указарской свиты. Он состоит из очень мелких тел габбро и даек габбродолеритов, метаморфизованных совместно с породами свиты. Большая их часть не нашла отражения на карте из-за незначительных размеров и слабой обнаженности. По данным Е. А. Успенской [2004ф], метагаббро слагают небольшие силлы и дайки субмеридионального и северо-западного простирания среди зелёных сланцев, мощностью до 150-250 м, сопровождаются апофизами и сателлитами мощностью 2-3 м и пересечены редкими субширотными дайками метадолеритов мощностью 0,5-1 м. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

По нашим наблюдениям дайки кенчурского комплекса имеют восточное падение ($45-70^\circ$), в целом, совпадающее со сланцеватостью вмещающих пород и мощности не превышающие первых десятков метров. Представлены они груборассланцованными (милонитизированными) метагаббро и метадолеритами (до бластомилонитов).

Метагаббро характеризуются среднезернистой структурой с нацело амфиболизированными зёрнами пироксена до 1,3 мм и единичными, частично сосюритизированными, частью замещенными эпидотом зёрнами плагиоклаза до 1 мм. Скопления и цепочки зёрен этих минералов погружены в тонкозернистый матрикс, состоящий из эпидота, альбита, кварца, актинолита, хлорита, скоплений и цепочек зёрен растащенного лейкоксена, т.е. продуктов перекристаллизации тонкоперетертого материала исходных пород. В этом плане породы корректнее называть бластомилонитами по габбро.

Метагаббродолериты макроскопически относительно массивные со слабо выраженной сланцеватостью зеленовато-серые породы с микродолеритовой структурой. Под микроскопом породы большей частью сланцеватые до зеленых (альбит-хлорит-актинолит-эпидотовых) сланцев с микрогранобластовой структурой. Порода характеризуется

наличием мелких (доли мм) очковых обособлений альбита, эпидота, актинолита, вероятно по вкрапленникам. Остальная масса породы - мелкозернистый агрегат вторичных минералов, более или менее равномернозернистый, сланцеватый с преобладанием землистых (криптокристаллических) минералов группы эпидота, огибающий очковые обособления.

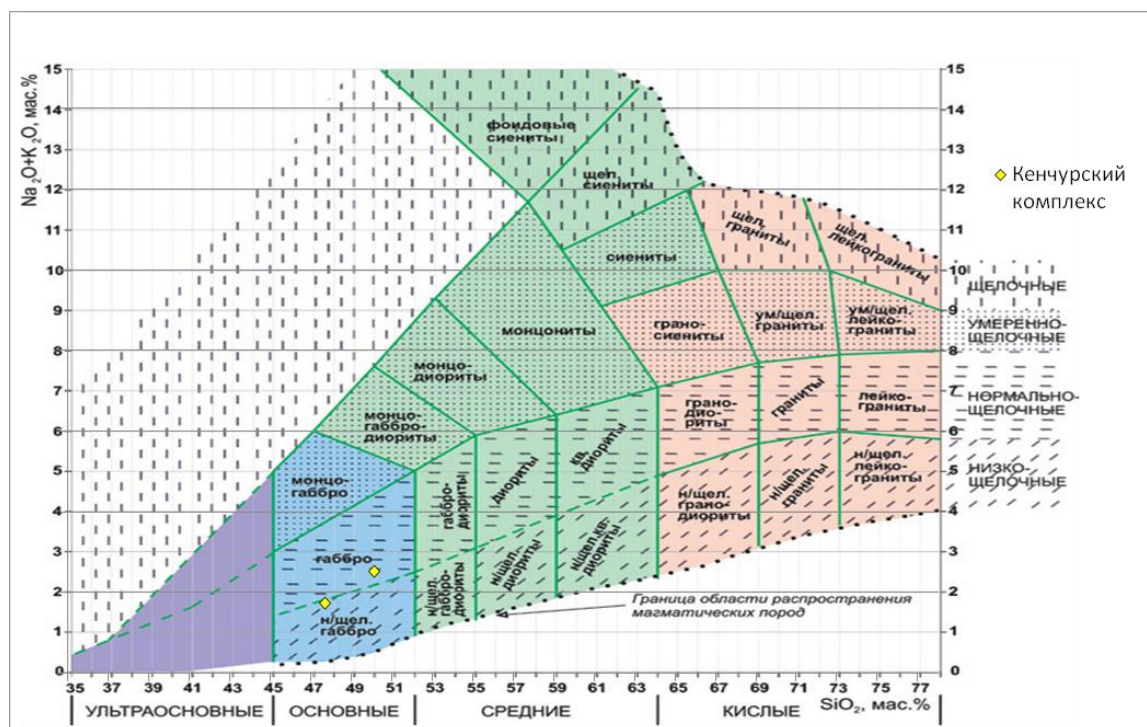


Рис. 37. Диаграмма TAS для пород кенчурского комплекса.

По химическому составу метагаббро и метагаббродолериты весьма близки и на диаграмме TAS (Рис. 37) располагаются в полях нормальных и низкощелочных габбро.

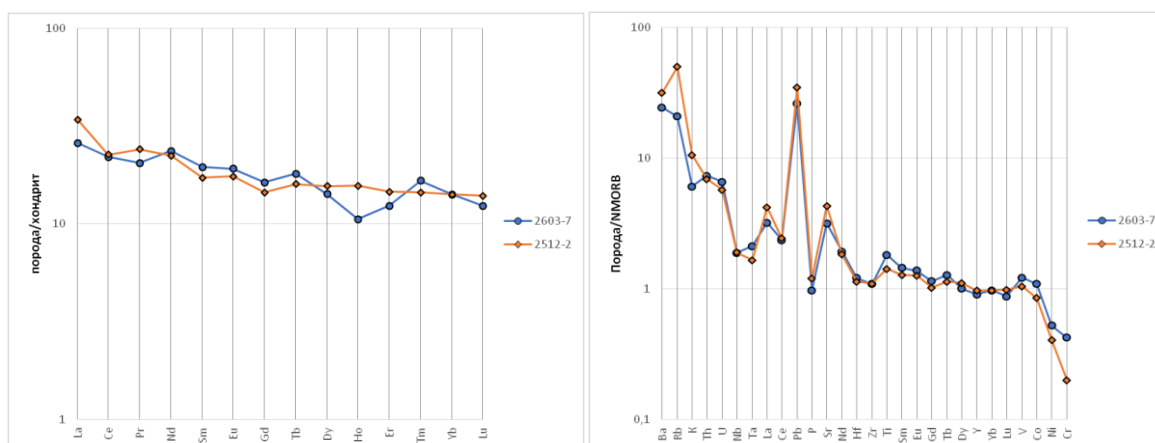


Рис. 38. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в габброидах кенчурского комплекса

По содержанию редкоземельных и рассеянных элементов габброиды кенчурского комплекса (Рис. 38.), при общих весьма близких содержаниях, весьма близки к N-

базальтам СОХ. Относительно повышенные содержания отмечаются для Ba, Rb, Pb в меньшей мере Th, U, La и Sr.

По данным Е.А. Успенской [2004] метагаббро попадают в поле составов метавулкани-тов титанистой серии и идентичны по содержанию Zr и Nb metabазальтам этой серии. По мнению авторов [Успенская и др., 2004] они являются комагматами и образуют рифейскую указарско-кенчурскую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Возраст кенчурского комплекса принят ранневендским на основании определений U-Pb методом цирконов из гранофельсов кенчурского комплекса на соседней к югу площади [Мосейчук и др., 2024], где с высокой степенью достоверности он составляет 586 млн лет, что соответствует раннему венду.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Битимский комплекс умереннощелочных гнейсогранитов плутонический

Нами, к битимскому комплексу отнесены немногочисленные мелкие тела умеренно-щелочных гнейсогранитов, мигматитов и дайки умереннощелочных гранит-порфиров, приуроченные к западному борту Уфалейского блока (Уфалейской СФЗ), откартированные в процессе работ по доизучению Ревдинской площади.

Битимский комплекс был выделен В.В. Парфеновым [1983ф] как вулканогенный комплекс в составе венд-кембрийских образований. В качестве самостоятельного объекта или тел ранее не картировался. В составе комплекса автор выделяет как вулканогенные породы: долериты, риолиты и риодациты, так и разнообразные по составу зеленые сланцы, терригенные сланцы и мигматизированные породы. На основании контрастного состава метавулкани-тов делается вывод о принадлежности битимского комплекса к раннегеосинклинальной (допалеозойской) стадии вулканизма. При этом, на основании сходства составов кислых членов комплекса и гранитоидов чувовского интрузивного комплекса делается предположение о их комагматичности. В виде специфических образований комплекса выделяются мигматитизированные разности. В качестве примера автор приводит разрез по водоводу Первоуральск - Н. Серги, в котором до 50% слагают очково-полосчатые полевошпатовые мигматиты гранитного и сиенитового состава, а остальную часть зеленые сланцы переменного состава. Указывается, что предыдущими исследователями мигматиты описывались как лейкократовые граниты.

Позднее Е. А. Успенская [2004ф] выделяет Битимский комплекс мигматит-гнейсогранитовый (gyV2b). В этот комплекс, сложенный гнейсовидными гранитами,

гнейсогранитами, гранитогнейсами и мигматитами с жильными аплитами и, реже пегматоидными гранитами и пегматитами она отнесла гранитоидную часть битимского вулканогенного комплекса, а все остальные образования венд-кембрия к указарской свите верхнего рифея. Автор указывает, что на севере Уфалейского антиклинория битимский комплекс представлен гранитными мигматитами, небольшими телами лейкократовых и существенно калишпатовых гранитов. Полоса их распространения среди пород указарской свиты прослеживается вдоль северо-западного края антиклинория от р. Сухая Утка на юге до р. Макаровка на северо-востоке. Форма ее дугообразная, протяженность 19 км, ширина 0,7-1,4 км. Простирание этой полосы в верховьях и на правобережье р. Черемша субмеридиональное, на правобережье р. Битимка -северо-восточное, между реками Битимка и Макаровка - субширотное и восток-северо-восточное.

Согласно [Легенда ..., 2009] в состав битимского комплекса умереннощелочных гнейсогранитов входят умереннощелочные двуслюдяные гнейсограниты мезократовые и лейкократовые; гнейсовидные монцолейкограниты и аляскиты.

В физических полях, по крайней мере в масштабе карты 1:200000, гранитоиды битимского комплекса не находят своего отражения вследствие незначительных размеров образуемых ими тел. Исключение составляют материлы аэрогаммасъемки на которых относительно крупные тела гранитоидов отчетливо фиксируются цепочкой контрастных аномалий U и Th.

Наиболее типичным представляется фрагмент комплекса, наблюдавшийся в придорожном карьере близ трассы Екатеринбург - Пермь у своротка на пос. Черемша. Здесь, в полотно карьера встречены желтоватые, с неоднородной пятнистой темно-серой и розовой окраской, светло-зеленые бластомилонитизированные микроклиновые граниты с очковой структурой. Количество и размеры вкрапленников калишпата колеблется в достаточно широких пределах и достигают 60-65% и 1,0-2,0 см по длинной оси, соответственно. Сланцеватость (гнейсовидность) в гранитоидах ориентирована по аз. пад. 110-115°, под углами 70-75° с выполаживанием на отдельных участках до 2-5°. Западный контакт тела с вмещающими аповулканогенными зелеными сланцами осложнен тектоникой и ориентирован по аз. пад. 130-115°, угол 60-75°.

Под микроскопом породы состоят из калиевого полевого шпата - 25-40% до 50-60%; плагиоклаза - 5-20%; кварца (двух генераций) I - 10-45%; II - 2-15%; серицита - 5-10 до 30-35%; альбита - 3-5%, биотита - <1- 2-3%: стильпномелана - < 0,5 - 1-3%, эпидота - <1 -3%. Акцессорные: пирит - единичные зерна - 1%; черный рудный минерал (ильменит?) - <1%, лейкоксен - единичные зерна - 2-3%, циркон единичные зерна.

Структура породы: реликтовая - бластопорфировая (порфировидная) за счет крупных обломков калиевого полевого шпата на фоне более мелкозернистой основной массы, гипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, псевдоморфная. В отдельных случаях - ярко выраженная графическая - структура прорастания полевого шпата «крупным» индивидом кварца. Структура основной массы иногда тонкозернистая, гранобластовая. Текстура ориентированная, сланцеватая, массивная.

Главные породообразующие минералы:

Калиевый полевой шпат - микроклин-пертит в виде зерен (от $0,35 \times 0,55$ до $1,2 \times 1,3$ мм) преимущественно неправильной, чаще вытянутой формы, есть идиоморфные зерна в виде слегка вытянутых табличек. В большинстве зерен проявлены пертиты пятнистые, прутиковые, пламевидные со слабой контрастностью. Калиевый полевой шпат слабо замещается серицитом, кварцем и агрегатами идиоморфных табличек альбита с простым двойникованием.

Плаггиоклаз образует пластинки, таблички ($0,5 \times 0,32$ мм до $0,5 \times 1,0$ мм) разной степени идиоморфизма. Идиоморфизм у плаггиоклаза проявлен гораздо выше, чем у калиевого полевого шпата. Первичный плаггиоклаз в виде порфировидных просто сдвойникованных образований, выделяющихся на фоне менее раскристаллизованной основной массы представлен олигоклазом - андезином. Плаггиоклаз замещается серицитом, некоторые псевдоморфозы полные агрегативные.

Кварц первой генерации, (первичный) - это неправильной формы зерна размером $0,25-1,2$ мм с извилистыми, заливчатыми, реже ровными границами. На фоне в целом кварц-полевошпатовой массы выделяется более высоким двупреломлением и волнистым угасанием.

Кварц второй генерации присутствует не повсеместно. Он образуется по калиевому полевоому шпату и вместе со слюдой образует лепидогранобластовые агрегаты (размеры зерен $0,03-0,06$ мм). Подобные агрегаты также развиты вдоль зонок слабого катаклаза в полевых шпатах.

Первичный красновато-бурый биотит в виде табличек, крупных чешуй с размерами до $0,6 \times 0,35$ мм замещается (до 10-15 %) мусковитом (+лейкоксен), реже серицитом.

Биотит второй генерации зеленовато-бурого цвета неравномерно развит на мелкозернистых (около $0,02$ мм) участках окварцевания и альбитизации.

Серицит в породе вторичный, метасоматический образует чешуйчатые, мелкочешуйчатые агрегаты, формирующие линзочки, струйки. Удлиненные агрегаты и материал, из которых они состоят, несет следы пластических деформаций. Сплошные линзовидные

(Прил. 8). Одна из точек в поле щелочных сиенитов соответствует калишпатовому метасоматиту по гранитам.

Гранитоиды битимского комплекса по содержанию $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ - к железистым (Рис. 41).

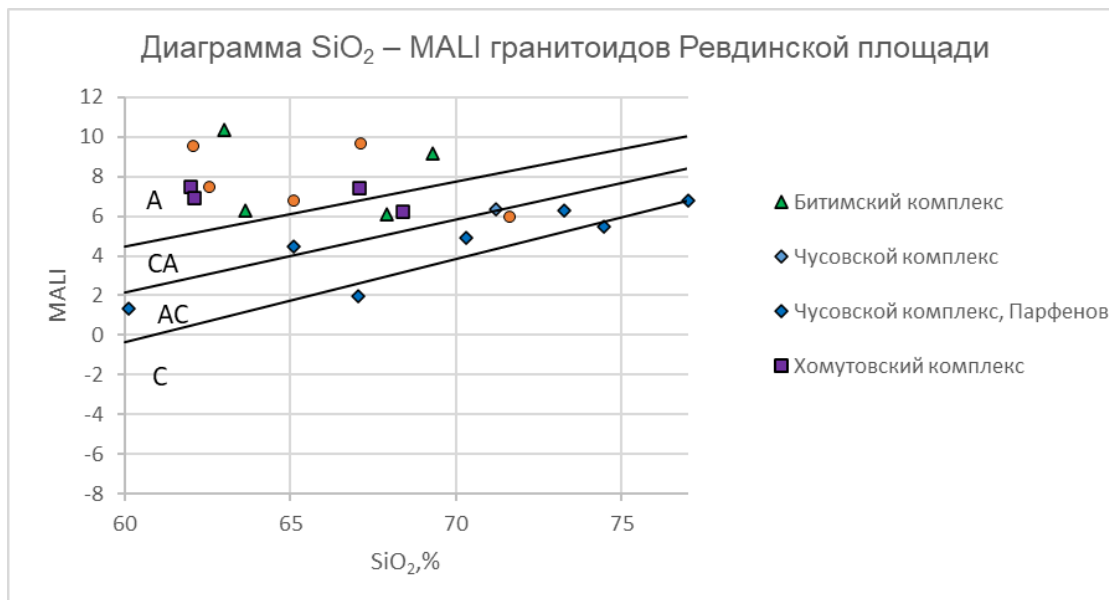


Рис. 40. Диаграмма SiO_2 – MALI для гранитоидов Ревдинской площади.

Поля серий гранитоидов:

С - известковистых, АС - щелочно-известковистых, СА - известково-щелочных, А - щелочных по [Frost et al., 2001a]

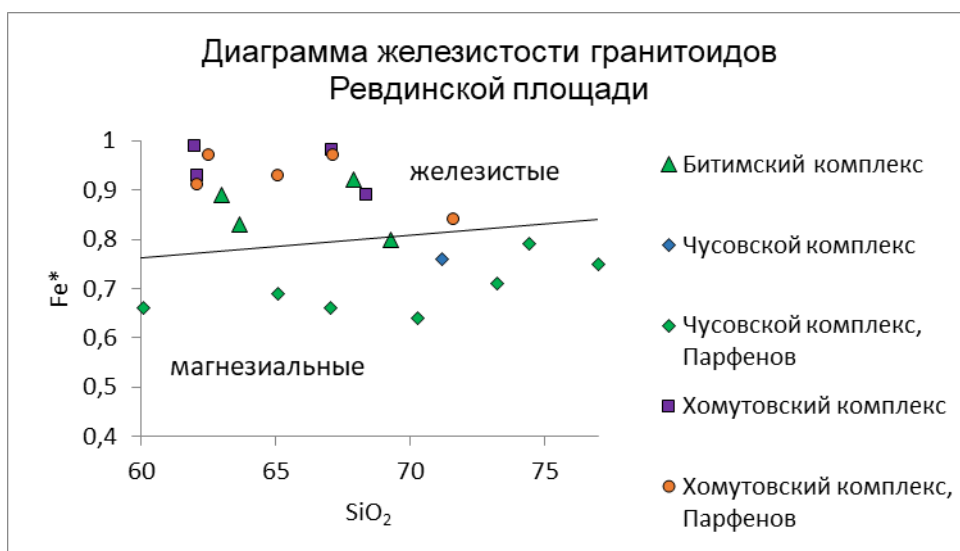


Рис. 41. Диаграмма SiO_2 - Fe^* (железистость) для гранитоидов Ревдинской площади. Поля железистых и магнезиальных гранитоидов по [Frost et al., 2001a]

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса гранитоиды комплекса располагаются в пределах областей внутриплитных гранитов, либо тяготеют к ним (Рис. 42)

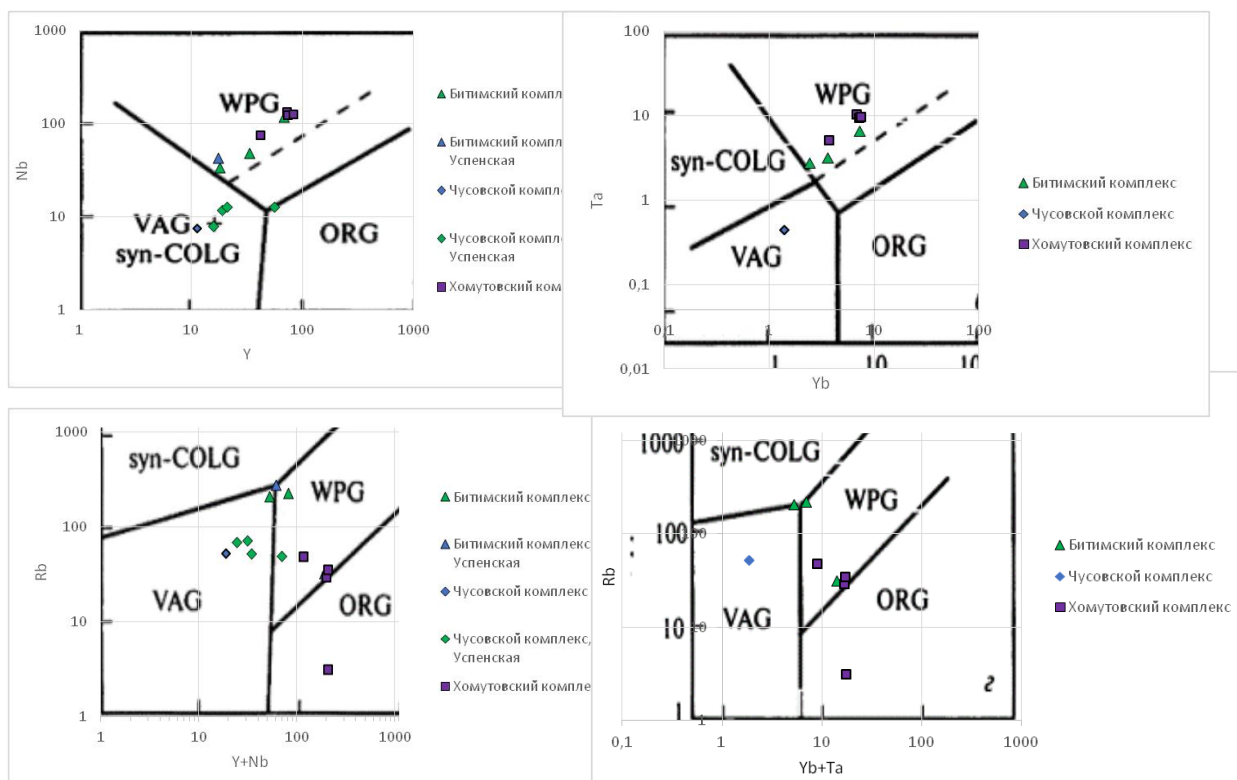


Рис. 42. Дискриминационные диаграммы Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y+Nb), Rb-(Yb+Ta) для гранитоидов Ревдинской площади. Поля на диаграммах: ORG - граниты океанических хребтов; WPG - внутриплитные граниты; VAG - граниты вулканических дуг; syn-COLG - коллизийные граниты, (пунктирная линия на диаграммах Nb-Y и Ta-Yb - граница ORG для аномальных рифтов) [Pearce, 1984]

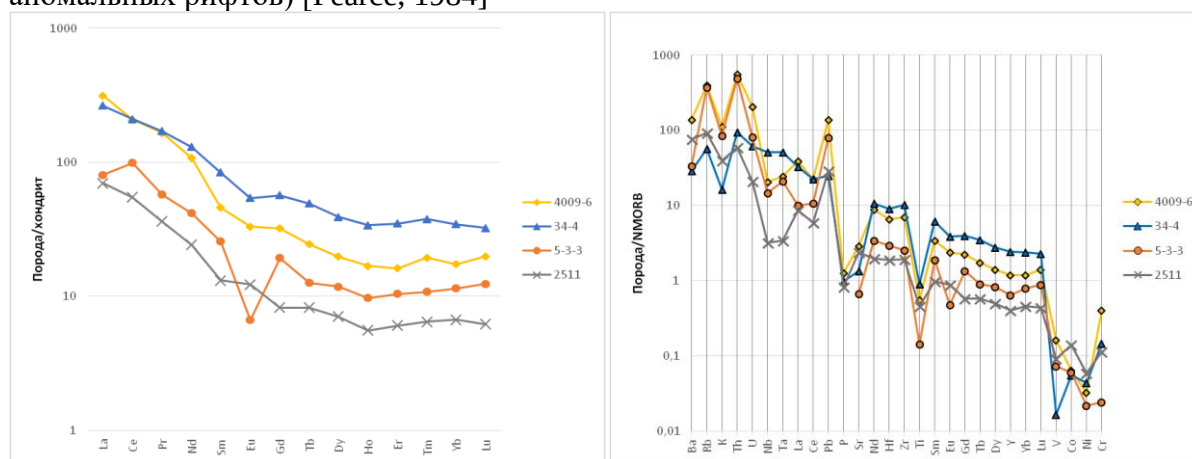


Рис. 43. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) гранитоидов битимского комплекса. Проба 2511 - гранитоиды чусовского комплекса

В распределении редких и редкоземельных элементов гранитоидов битимского комплекса (Рис. 43), несмотря на разницу в уровнях содержаний, прослеживается тенденция к резкому спаду в области легких РЗЭ и выполаживанию в области тяжелых, что также свидетельствует в пользу внутриплитного их происхождения. Проба 5-3-3

характеризуется довольно резким Eu минимумом, менее отчетливо проявленным в других пробах. Для сравнения на графиках приведена проба 2511 из гранитоидов чувовского комплекса.

Как видно из приведенных графиков, гранитоиды обогащены Rb, Ba, Nb, Ta, Pb, Th и U. Геохимическая специализация пород битимского комплекса сидеро-лито-халькофильная: As-Cr-Ag, Y, Sr, Sc.

Возрастная характеристика, приведенная Е.А. Успенской [2004ф] для гранитоидов относимых ими к битимскому комплексу в южной части Уфалейского блока, составляет $461,5 \pm 10$ и 450 ± 10 млн. лет, определенных U-Pb методом по цирконам. Для северной части Уфалейского блока Pb-Pb методом по цирконам ими был определен возраст в 741 млн. лет. На основании того, что гранитоиды граниты имеют черты позднеорогенных, авторами принят их поздневендский возраст. На соседнем к югу листе О-40-XXXVI последними исследованиями [Мосейчук и др., 2024] по девяти цирконам получен конкордантный возраст 519 ± 3 млн лет при довольно большом СКВО (1,3) и не очень высокой вероятности 0,26. Такой же изотопный U-Pb возраст для цирконов гранитоидов битимского комплекса более северных частей Уфалейского блока: $520,2 \pm 9,1$ млн лет, определен методом лазерной абляции [Шардакова, Червяковская, 2020].

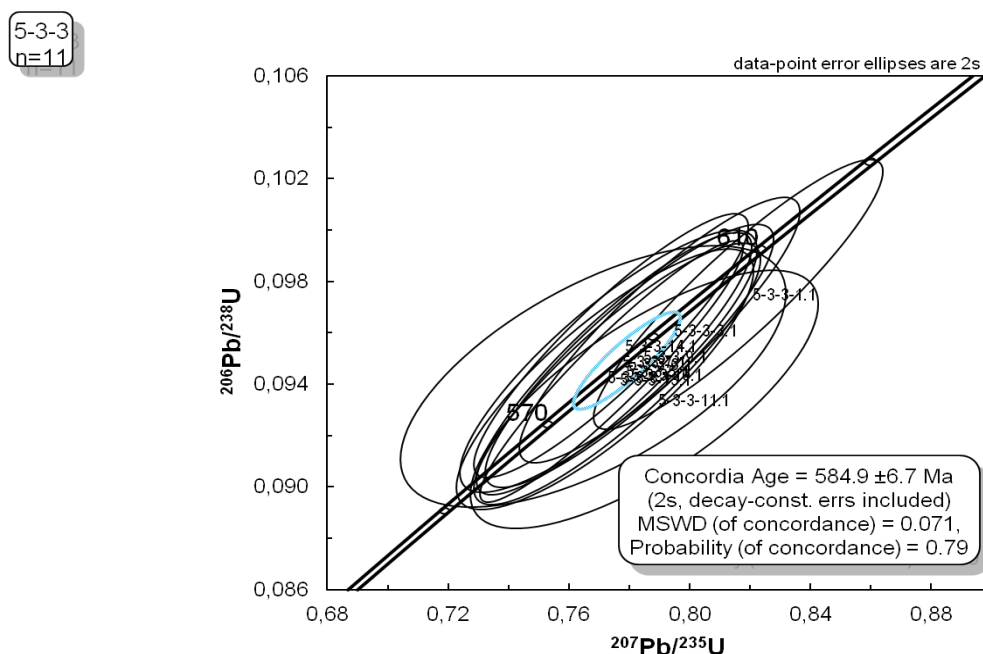


Рис. 44. U-Pb эрохрона с конкордией для проанализированных цирконов из гранитов битимского комплекса (проба 5-3-3).

Нашими работами U-Pb методом (определения ЦЛ ИНСТИТУТА ИМ. А.П. КАРПИНСКОГО, SHRIMP II) из пробы 5-3-3 по 11 цирконам получен возраст $584,9 \pm 6,7$ млн. лет

при $СКВО = 0,071$ и вероятности 0,79 (Рис. 44) и по 1-му циркону 541 ± 11 млн. лет. Учитывая все имеющиеся данные, нами принят ранневенд-раннекембрийский возраст битимского комплекса.

ОРДОВИКСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Чусовской комплекс метагранодиорит – метаплагиогранитовый плутонический

Развит в пределах Уфалейской СФЗ среди образований указарской свиты. В составе комплекса, согласно «Легенды ...», 2009» выделяются гнейсовидные гранодиориты, реже плагиограниты, тоналиты, монцограниты; плагиомигматиты в различной степени измененные. Предыдущими исследователями района [Есипов, 1947ф, Варганов, 1964ф., Гилева, 1976ф] эти образования выделялись под названием "гранит-порфиры", однако, петрохимический состав их не приводился. По данным В.В. Парфенова [1983ф], чусовской комплекс представлен лейкократовыми гранитоидами с содержаниями кремнезема от 65 до 77% (в окварцованных разностях), образующими небольшие, мощностью первые десятки, редко - сотни метров, тела согласные с общей сланцеватостью пород. Истинные размеры тел по простирацию не прослежены, но по данным, полученным при проведении геологосъемочных работ прежних лет и в ходе доизучения Билимбаевской площади, они не превышают 1000-1500 м.

Наибольшее развитие образования чусовского комплекса имеют в северной части Уфалейского блока, на широте р. Чусовой между пос. Билимбай и Подволошная. Южнее р. Чусовой гранитоиды чусовского комплекса встречаются значительно реже, что, вероятно, частично связано с плохой обнаженностью этой части территории.

В физических полях гранитоиды чусовского комплекса не находят своего отражения вследствие незначительных размеров образуемых ими тел и близких вмещающим породам физических свойств. Плотность этих пород варьирует в пределах 2,52-2,70 г/см³. Средневзвешенная величина плотности составляет 2,59 г/см³. Магнитная восприимчивость гранитоидов весьма непостоянна, что вероятно, связано с перераспределением магнетита в результате суммарного эффекта катаклаза и метаморфизма и варьирует от $0,06 \times 10^{-3}$ до 150×10^{-3} СИ.

Лейкократовые гранитоиды сложены кварцем, микроклин-пертитом, альбитом (альбит-олигоклазом), в меньших количествах присутствуют биотит, мусковит, изредка роговая обманка. Из аксессуаров отмечаются: апатит, циркон, сфен, магнетит, ильменит,

монацит. По особенностям состава и строения В.В. Парфенов выделяет среди гранитоидов несколько разновидностей:

микрограниты - мелкотонкозернистые породы белесого цвета с лепидогранобластовой структурой;

граниты и плагиогранодиориты - груборассланцованные породы розовато-серого цвета с массивной или очковой текстурами и бластопорфировой или бластокатакlastической структурами.

Согласно нашим немногочисленным наблюдениям гранитоиды чувовского комплекса макроскопически представляют собой светлые желтовато- или зеленовато-серые мелко-среднезернистые, иногда порфировидные, преимущественно рассланцованные породы.

Под микроскопом они характеризуются бластомилонитовой, кумулобластовой структурой, сланцеватой, грубоочковой текстурой. Порода на 20-45% состоит из порфирокластов кварца, sdвойникового кислого плагиоклаза и реже калишпата. Порфирокласты в значительной степени подроблены, от них остались обдавленные и обломанные реликты размером от 1,5-2,0 до 2,5-3,0 мм, обычно более или менее вытянутые в одном направлении, чаще сплюснутые, подобные очкам. В основной массе отмечаются кварц, плагиоклаз, мусковит, биотит, незначительно стильпноmelан, магнетит, лимонит. Основная масса представляет бластический измененный агрегат ксеноморфных зерен перечисленных минералов, облекающий и огибающий порфирокласты. Сланцеватость, нередко плейчатая, подчеркивается ориентированными пластинками слюдистых минералов.

По особенностям химического состава гранитоиды чувовского комплекса отличаются пониженной щелочностью и четко проявленным натровым уклоном, без наблюдаемого кали-натриевого метасоматоза (отсутствие шахматного вторичного альбита), столь характерного для других комплексов.

На приведенной выше диаграмме TAS (Рис. 39) гранитоиды чувовского комплекса располагаются в поле нормальнощелочных гранитоидов, образуя ряд от гранодиоритов до лейкогранитов. Как видно из приведенных выше диаграмм щелочности и железистости, в отличие от гранитоидов битимского комплекса, гранитоиды чувовского комплекса преимущественно известковистые и щелочно-известковистые (Рис. 40) и магнезиальные (Рис. 41).

На дискриминационных диаграммах Дж. Пирса гранитоиды комплекса, также в отличие от битимских гранитоидов, располагаются в пределах областей гранитов вулканических дуг (Рис. 42).

Кривые распределения редкоземельных и рассеянных элементов гранитоидов чувовского комплекса (Рис. 43, проба 2511), в целом близки таковым у битимского комплекса, отличаясь более низкими содержаниями. В отличие от последних, в которых в той или иной мере проявлен Eu минимумом, в гранитоидах чувовского комплекса появляется слабая положительная Eu аномалия.

Геохимическая специализация пород чувовского комплекса лито-сидеро-халькофильная.

Учитывая вышеизложенное, а также высказанное ранее утверждение о том, что гранитоиды прорывают и мигматизируют породы указарской свиты верхнего рифея и, в свою очередь, прорваны и мигматизированы гнейсогранитами битимского комплекса [Успенская и др., 2004], нам представляется более логичным взаимосвязь гранитоидов чувовского комплекса с вулканитами указарской свиты и их комагматичность в условиях островной дуги, что отмечалось В.В. Парфеновым [1983ф], в то время как гранитоиды битимского комплекса характеризующиеся чертами платформенного (внутриконтинентального) магматизма должны являться более поздними.

На основании того, что гранитоиды комплекса имеют характерные черты раннеордовикских, ранее их возраст был принят как позднерифейско-ранневендский [Успенская и др., 2004].

На смежной с юга Нязепетровской площади выполнены определения U-Pb методом изотопного возраста цирконов из гранитоидов комплекса [Мосейчук и др., 2024]. Получен конкордантный возраст 468 ± 5 млн лет при СКВО = 2,6 и вероятности конкордантности 0,11 и 468 ± 5 млн лет при СКВО = 1,3 и вероятности конкордантности 0,25. Несмотря на высокие значения СКВО и низкую вероятность, этот возраст (конец раннего ордовика) принят в качестве возраста чувовского комплекса. При этом авторы указывают, что «... массивы чувовского комплекса прорывают исключительно слюдяногорскую свиту и неизвестны в указарской свите, вероятно, за счет большего эрозионного среза восточной части Уфалейской СФЗ». Поскольку данный возраст принят в уточнениях в «Легенду Среднеуральской серии ...» мы вынуждены использовать его в датировках комплекса на представленной карте. Однако, с учетом всего вышеизложенного, остаются вопросы о корректности определения, как возраста, так и объекта исследований, особенно в связи с утверждением авторов о том, что массивы чувовского комплекса в указарской свите не известны.

Серовский комплекс дунит-гарцбургитовый плутонический

Серовский комплекс распространен в пределах Восточно-Тагильской СФЗ, тесно сближенной с Западно-Тагильской СФЗ на отрезке Н. Тагил - Верх-Нейвинск. Серовский комплекс входит в состав Верх-Нейвинского массива и составляет серию крутопадающих лентовидных и линзовидных тел на его южном выклинивании. Простирается меридионально, форма выходов подобна клину, расщепленному в южной части. Протяженность массива 25 км, ширина на севере 8-12 км, на южном выклинивании 0,5-0,8 км; площадь около 200 км². Массив имеет ассиметричное строение. Его центральная и северо-западная части, примыкающие к Туринской системе надвигов, сложены ультраосновными породами. С востока, севера и юга они оконтурены пироксенитами и габбро. Наиболее четко зональность выражена в восточной части массива, за пределами площади листа.

Верх-Нейвинский массив хорошо выделяется обширной положительной аномалией эллипсовидной формы, осложненной локальными аномалиями, как в гравитационном, так и в магнитных полях. По данным интерпретации [Шмелев, 1963, Хинич, 1977ф] мощность серпентинитов в пределах массива непостоянная: от 300 м на севере до 1500 м на юге. Падение контактов восточное крутое. Массив г. Бунар характеризуется интенсивной положительной аномалией силы тяжести. Восточная, наиболее интенсивная ее часть, фиксирует существенно пироксенитовую и габбро-пироксенитовую составляющую, а западная - преимущественно габброидную. Расчетная мощность массива ~ 2,3 км, падение крутое западное. Характер гравитационного поля восточной периферии Верх-Нейвинского массива позволяет предполагать, что отдельные тела габбро, выходящие на поверхность, на глубине составляют единую массу, прослеживающуюся на юг вдоль западного экзоконтакта массива.

Площадям компактного распространения пород серовского комплекса отвечает положительное аномальное магнитное поле интенсивностью 800 и более нТл. Северо-западная и центральная части массива до г. Карабай, шириной 2-2,5 км, сложенные дунитами и серпентинитами, характеризуются спокойным гравитационным полем интенсивностью 21-25 мгл, отражающим неглубокое залегание дунитов и серпентинитов, что подтверждается данными бурения в районе г. Карабай. В 1,8 км восточнее г. Перевал начинается широкая (1,2-1,4 км) гравитационная ступень, интенсивностью 26-30 мгл, а затем узкая (0,2-0,3 км) гравитационная ступень, интенсивностью 30-34 мгл, которая соответствует глубинному разлому и западному контакту верлитового тела. На водоразделе Красных гор разлом изменяет простирание на север - северо-западное.

Дуниты, в разной степени серпентинизированные, характеризуются следующими значениями: σ - 2,72 г/см³ (2,42-2,85) ; κ - 6210×10^{-6} ед. СГС ($2900-14000 \cdot 10^{-6}$).

Западным контактом массива служит Туринский взбросо-надвиг с восточным падением сместителя. Он выражен зоной серпентинитовых катаклазитов, милонитов или серпентинитовыми сланцами шириной 0,2-0,5 км. На широте г. Карабай падение контакта восточное (75-85°). В этом районе породы разбиты системой субмеридиональных разломов с восточным падением (60-65°) и сильно трещиноваты в интервале около 1,2 км от плоскости Туринского разлома. Южнее падение серпентинитовых сланцев в зоне разлома более пологое (45-50°) восточное.

Массив сложен серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, верлитами, серпентинитами, пироксенитами, габброидами, есть редкие жиловидные тела плагиогранитов. В контактах с вмещающими породами развиты тальк-карбонатные, хлорит-актинолитовые, хлорит-тремолитовые породы, изредка отмечаются листвениты.

На современном эрозионном срезе массива серпентинизированные дуниты, аподунитовые серпентиниты и антигоритовые серпентиниты составляют 65-70%, серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты около 5-7%. Значительную роль в массиве играют неоднократно перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, утратившие признаки исходных пород.

На южном фланге массива, на контакте с вмещающими породами серпентиниты часто рассланцованы, оталькованы до превращения в тальковые и хлорит-тальковые породы, иногда переходящие в амфиболовые породы, состоящие из амфиболов ряда тремолит-актинолит. В целом, породы массива, развитые по его периферии, более деформированы, рассланцованы и изменены, чем слагающие его центральные части.

Наиболее распространенными породами серовского комплекса являются серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты, следующие по широте площадного развития - неоднократно перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, утратившие черты строения исходных пород.

Дуниты массивные мелкозернистые, среднезернистые, реже крупнозернистые и порфировидные. Цвет их варьирует от оливково-зеленого до почти черного с характерной оранжево-бурой коркой выветривания. Отдельность дунитов шаровая, скорлуповатая и глыбовая.

Выделяются первичные и перекристаллизованные дуниты. Первичный оливин дунитов и гарцбургитов имеет состав Fo 92-94, вторичный более магнезиальный -Fo 95-97,4.

Характерна вкрапленность хромита, размером до 1 мм и магнетита. Высокомагнезиальный оливин типичен для участков с хромитовой минерализацией.

Аподунитовые серпентиниты плотные массивные зеленовато-черные с петельчатой микроструктурой, хризотилловые с небольшим количеством сноповидного антигорита.

Антигоритовые серпентиниты черные, темнозеленые, светлозеленые массивные, брекчиевидные, местами сланцеватые. Антигорит игольчатый, лейстовидный, пластинчатый. В небольшом количестве присутствует брейнерит, тальк, наблюдаются поздние хлоритовые прожилки. Обычен хромит и обильный магнетит. С дунитами и серпентинитами связаны мелкие месторождения и рудопроявления хромита. На рудоносных участках серпентиниты яблочно-зеленые, голубовато-белые или желтоватые.

Клинопироксениты, оливинсодержащие пироксениты - темно-серые и серые мелко-среднезернистые породы. Состав: авгит (15% жел. составляющей) 95-97%. Оливин (нацело серпентинизированный) до 3-5 %, образует пойкилитовые включения в пироксене. Магнетит - обычно пылеватый, развитый по трещинам спайности в пироксене и в серпентине.

Плаггиоклазсодержащие пироксениты. Состав: авгит - до 80%, образует агрегаты зерен или отдельные зерна идиморфных очертаний в плаггиоклазе. Плаггиоклаз основной - до 20%, нацело цоизитизирован.

По нашим немногочисленным анализам, ультрабазиты серовского комплекса относятся к недосыщенным кремнеземом породам (33,5-36,9%) с крайне низким содержанием щелочей (сумма $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 0,15\%$) (Рис. 35).

Ультрабазиты характеризуются крайне низкими, в области средних и тяжелых элементов ниже хондритового, содержаниями РЗЭ, отмечается некоторое повышение содержаний элементов с ростом кремнекислотности. По сравнению с N-базальтами СОХ породы характеризуются пониженными значениями содержаний, за исключением Rb, Ba и Pb, содержания которых чуть выше 1 и Co, Ni, Cr, содержания которых превышают таковые в базальтах почти на порядок (Рис. 45).

Е.А. Успенская [2004ф] отмечает, что содержания В в серпентинитах на порядок выше кларкового. Типична значительная дисперсия содержаний Cr и Ni, что коррелируется с соответствующей минерализацией. В породах массива, во вмещающих его породах и, главным образом, в антигоритовых серпентинитах широко проявлена вкрапленность пирротина, пентландита, миллерита, реже халькопирита и пирита.

Геохимическая специализация пород серовского комплекса сидеро-халько-литофильная (B, Sn, Sr, As, Zr, Ba, Co).

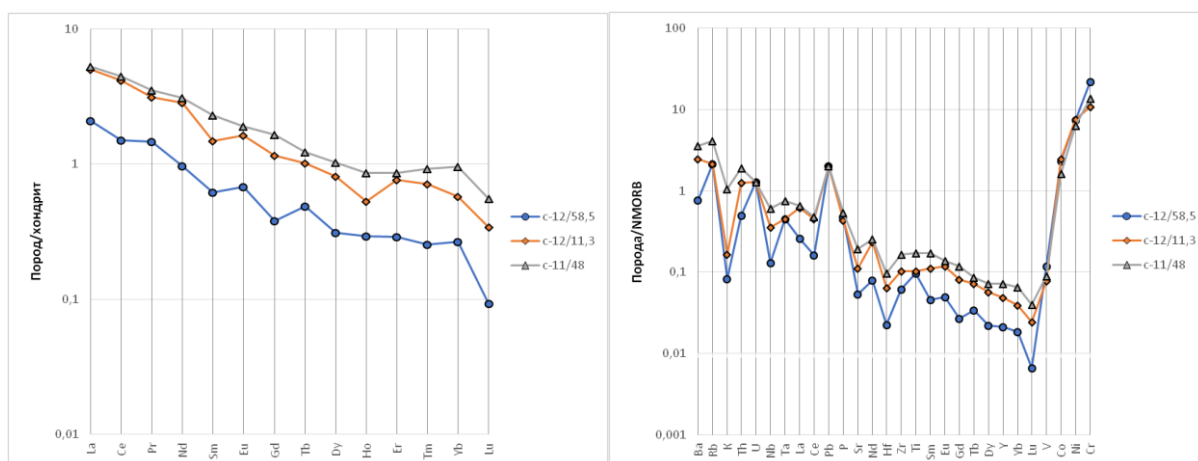


Рис. 45. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в ультрабазитах серовского комплекса.

Возраст серовского комплекса принимается среднеордовикским в соответствии с Легендой Уральской серии.

Малыгинский вулканический комплекс

Нами в малыгинский комплекс выделены вулканиды, входящие в состав одноименной свиты и субвулканические тела кислого состава, развитые в пределах Уфалейского тектонического блока в составе Билимбаевской дислокационной зоны.

Субвулканические образования малыгинского комплекса в силу своего ограниченного объема находят свое отражение лишь в магнитных полях. На картах аномального магнитного поля ΔT_a и локальной составляющей аномального магнитного поля масштаба 1:200000 они приурочены к эпицентрам положительных аномалий интенсивностью до 400-600 нТл. Также они сопровождаются слабыми положительными аномалиями U и Th интенсивностью до $10-12 \times 10^{-4}\%$.

Субвулканические тела вулканидов кислого состава выделяются вполне уверенно и достаточно хорошо картируются (Граф. 1). Большей частью это небольшие, первые сотни, реже до нескольких километров по протяженности, субпластовые тела, с которыми нередко ассоциируют вулканокластические образования. Возможно, субпластовая форма тел является вторичной, связанной с более поздним расщеплением пород, но рвущих контактов субвулканидов авторами [Парфенов, 1983ф] не зафиксировано.

Единичные встреченные субвулканические (дайковые) образования основного состава представлены м-с/з долеритами (на диаграмме TAS (Рис. 14) базальты нормальной щелочности). Структура пород диабазовая. Они сложены лейстами плагиоклаза,

частично соссюритизированными, актинолитизированными и хлоритизированными, размером $1,5 \times 0,25-0,3$ мм. Интерстиции между лейст выполнены бледнозеленой роговой обманкой, частично актинолитизированной и хлоритизированной, соссюритом, кварцем ($<2\%$), лейкоксом.

Кислые члены ассоциации (Рис. 14) представлены рядом от нормально- и даже низкощелочных дацитов - риодацитов до трахидацитов, щелочных риодацитов и даже щелочных трахитов (единичные). Внешне это розовато- или вишнево-серые порфировидные породы с мекими вкрапленниками розоватого полевого шпата. Под микроскопом они характеризуются редко- и мезо- гломерофировой, сериально-гломерофировой структурой, часто реликтовой вследствие проявленной милонитизации или катаклаза. Вкрапленники К-На полевого шпата таблитчатой формы, размером от 0,5-1,0 мм до 2,0-2,5 мм, реже 3,0 мм сдвойникованные по простому закону, нередко в гломеросростках от 2-3 до 4-6 индивидов слагают от 7-10 до 20-25% породы. Часто они подроблены, по микротрещинам развиваются тонкие зерна кварца, корродирующие полевой шпат. Основная масса сферолитовая в сочетании с трахитоидной, фельзит-трахитовая, в более раскрысталлизованных разностях микропегматитовая. Сложена она агрегатом тонких зерен полевого шпата, кварца, микролейстами плагиоклаза. Присутствуют пелит, серицит, хлорит, соссюрит. Повсеместно в переменных количествах (иногда до 15-20%) присутствуют гематит и магнетит.

В распределении редкоземельных и рассеянных элементов кислых субвулканитов комплекса (Рис. 46), при общих весьма близких содержаниях, прослеживается тенденция к постепенному спаду содержаний от легких РЗЭ к тяжелым, что вероятно, свидетельствует в пользу их внутриконтинентального происхождения. Кривые распределения выстраиваются в области средних и тяжелых элементов. Отмечается глубокий Eu минимум в пробе 32-1, которая на диаграмме TAS попадает в область щелочных трахитов, а под микроскопом определяется как субщелочной дацит. Повышенная щелочность, вероятно, обусловлена К метасоматозом. Как и в случае основных вулканитов (Рис. 15), кислые обогащены Rb, Ba, Nb, Ta, Th.

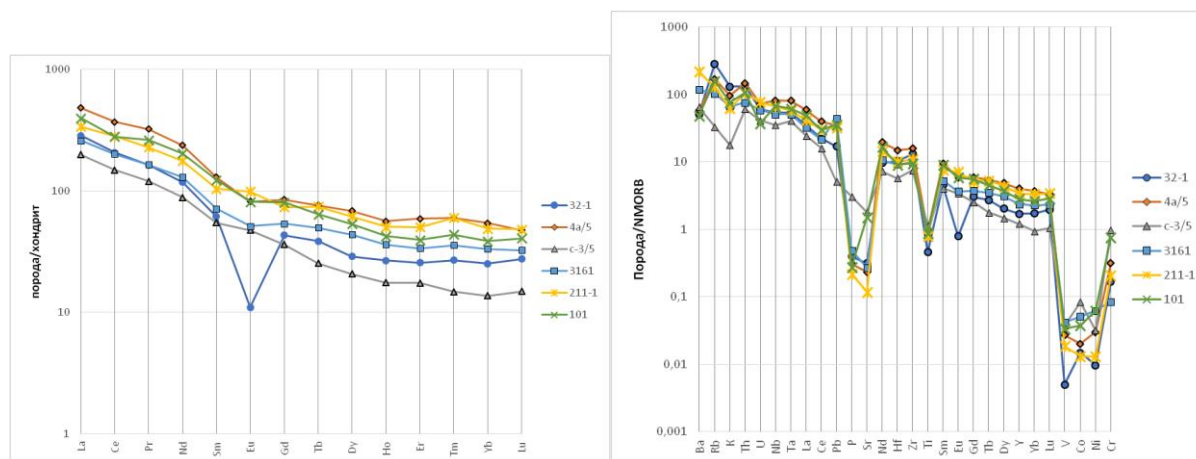


Рис. 46. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в кислых вулканитах малыгинского комплекса.

Возраст вулканогенных образований малыгинской свиты определяется наличием в туфоалевролитах фауны среднего ордовика, а также согласными взаимоотношениями вулканитов с перекрывающими их доломитами и доломитизированными известняками верхнего ордовика [Парфенов, 1983ф].

На соседнем к югу листе О-40-XXXVI по результатам U-Pb датирования по цирконам получен конкордантный возраст 479 ± 2 млн лет и $463,1 \pm 3,6$ млн лет, на основании которого авторы [Мосейчук и др., 2024] принимают среднеордовикский возраст комплекса, что не противоречит возрасту малыгинской свиты, принятому в «Легенде ..., 2009». Нами для малыгинского комплекса и свиты в целом принят средне-позднеордовикский возраст в соответствии с «Легендой ..., 2009».

Козлиногорский комплекс граносиенит-щелочногранитовый гипабиссальный

Выделен нами вслед за авторами соседнего к югу листа О-40-XXXVI [Мосейчук и др., 2024] в поле распространения образований козинской свиты в пределах Уфалейского тектонического блока. В комплекс объединены мелкие тела и дайки субщелочных гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров. Предыдущими исследователями [Парфенов, 1983ф] эти образования выделялись в гладкинский комплекс. Изучен и откартирован этот комплекс недостаточно полно, вследствие его слабой обнаженности. Породы комплекса образуют преимущественно мелкие тела линейно-вытянутой формы. Часто наблюдаются небольшие по мощности дайки, согласно залегающие со сланцеватостью вмещающих пород. Интрузивные контакты гранит-порфиров наблюдались по скважинам Гладкинского проявления, приуроченного к небольшому штокообразному телу гранитоидов [Мамин, 1973ф, Глушкова, 1979ф]. Здесь же отмечались и мелкие тела (дайки)

фельзит-порфиров, образующих вместе с гранит-порфирами единый интрузивный комплекс с взаимными структурными переходами.

В физических полях имеющейся геофизической основы масштаба 1:200000 тела комплекса не находят своего отражения ввиду их малых размеров, в то же время В.В. Парфенов [1983ф] указывает, что отдельные тела, обогащенные магнетитом, фиксировались на картах магнитного поля масштаба 1:50000. Он приводит данные по двум разновидностям гранитоидов, которые различаются по магнитным свойствам: сильно магнитные, χ которых достигает 8750×10^{-6} ед. СИ и слабо магнитные χ в пределах $8-470 \times 10^{-6}$ ед. СИ. Плотность колеблется от 2,72-2,95 г/см³ для сильно магнитных разновидностей до 2,70-2,76 г/см³ для слабомагнитных.

По данным Н.А. Мамина [1973ф] и Н.П. Гилевой [1978ф] размеры тел гранитоидов комплекса, в среднем, составляют в длину 300-500 м, реже до 2500 м, в ширину - 50-300 м. Падение их повсеместно на восток под углами 30-80°.

Макроскопически это разномасштабные массивные, неотчетливо сланцеватые или сильно рассланцованные породы, светло-серые, со слабо зеленоватой, реже розовой окраской, с видимой вкрапленностью магнетита.

Породы сложены в основном калиевым полевым шпатом, альбитом, кварцем, из вторичных присутствуют эпидот, биотит, серицит, хлорит. Повсеместно присутствуют циркон, сфен, магнетит.

Граниты, как правило, порфировидные; гранит-порфиры обладают редко-мелкопорфировой структурой. Вкрапленники представлены альбитом, кварцем, калиевым полевым шпатом, размеры их от 0,8 до 2,0 мм. Бластопорфировые структуры пород характеризуются ксеноморфным обликом вкрапленников.

Структуры основной массы: гранофировая (реликтовая), микролепидогранобластовая с элементами трахитоидной и микрофельзитовой реже микропикритовая. Иногда липариты метаморфизованы до хлорит-серицит-альбит-кварцевых сланцев или порфироидов с реликтовыми структурами.

Гранит-порфиры мелких тел более крупнозернистые, фенокристаллы в них достигают размера 5 мм, слагающие основную ткань зерна - 0,5 мм.

По нашим ограниченным наблюдениям (шурфы 1-4) в южной части территории, гранитоиды комплекса представлены кварц-полевошпатовыми, либо кварцевыми гранит-порфирами (гранофирами) с редкопорфировой структурой и микропегматитовой основной массой. Породы состоят из субидiomорфных субокруглых и поолуовальных (сферических) образований диаметром от 0,5 до 1,5 мм с микропегматитовой структурой. Они

представляют закономерные радиальные срастания кварца и К-На полевого шпата. Эти округлые образования (приблизительно одних размеров), так называемые гранофиры, как правило, разделены тонкими пленками, иногда более крупными скоплениями т/з розовой обманки и лимонита, вероятно по магнетиту. Микровкрапленники единичны и представлены мелкими (до 1,0 мм) ксеноморфными зернами кварца и плагиоклаза. Нередко присутствие тонкого неравномерно рассеянного по породе серицита, иногда образующего небольшие бесформенные скопления. Магнетит присутствует в виде мелких зерен, иногда в существенных количествах - до 10%, «цементируя» гранофиры. Рассланцованные и милонитизированные разности отличаются уплощенными, раздавленными гранофирами с постепенным переходом структуры в гранобластовую. Породы имеют явный субщелочной характер, что заметно по присутствию розоватого полевого шпата мелкопятнистого под микроскопом. Исходя из петрографической характеристики пород комплекса, можно полагать, что они соответствуют образованиям четвертой фазы комплекса, выделяемой на соседней к югу площади листа О-40-XXXVI [Мосейчук и др. 2024].

Геохимическая специализация пород козлиногорского комплекса халькофильная. По мнению В.В. Парфенова [1983ф], с гранитоидами козлиногорского (Гладкинского) комплекса парагенетически связана барит-полиметаллическая минерализация Гладкинского проявления.

Возраст козлиногорского комплекса принят согласно Среднеуральской Серийной легенде средне-позднеордовикским.

Мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный

Образования комплекса протягиваются расширяющейся к югу полосой от в 5 км южнее д. Пальники на севере, выходя за пределы планшета на юге, достигая при этом ширины 5 км, до 6 км в раздувах. Комплекс приурочен к Ревдинскому разлому и окаймляет с запада интрузивные образования Ревдинского массива. В состав комплекса входят метаморфизованные долериты и габброиды до плагиоклазовых пироксенитов, слагающие скрины в комплексе параллельных долеритовых даек и отдельные блоки, как с резкими контактами, так и с достаточно постепенными переходами через промежуточные разности. Породы комплекса испытали интенсивный метаморфизм, вплоть до образования амфиболитов и основных мигматитов. Скрины габброидов и метабазальтов часто невозможно отделить от параллельных даек из-за плохой обнаженности, малых размеров и интенсивных метаморфических преобразований.

Ранее образования комплекса относились к мариинской свите выделенной В.Г. Варгановым [1962]. По его представлениям, она состоит из базальтов и андезибазальтов, в различной степени метаморфизованных, и небольшого количества осадочных пород. Свита слагает западное крыло Тагильского прогиба и протягивается в виде субмеридиональной полосы шириной до 4-8 км с юга на север от водораздела рек Чусовая и Ревда в их верховьях, сужаясь до 0,5 км севернее города Ревда по правобережью меридионального течения р. Чусовая и в г. Первоуральск. Породы мариинской свиты испытали неоднократный метаморфизм, мигматизированы габброидами и превращены в зональный полиметаморфический комплекс.

Позднее [Зенков, 1973ф, 1979ф], комплекс выделялся как *мелкозернистый полосчатый габброидный комплекс* - пестрый по структурно-текстурным особенностям комплекс в разной степени перекристаллизованных роговиковоподобных габброидов, роговиков и амфиболитов с реликтами мелкозернистых пород основного состава, как правило, с диабазовыми структурами. Отмечалось, что от широты г. Первоуральска на север в состав полосчатых габброидов наряду с обычными его членами, включены дробленые милонитизированные и рассланцованные образования основного состава вулканогенного и вулканогенно-осадочного облика.

В 2009 г. в Легенде Уральской серии [Жданов, 2009] мариинская свита не приводится, а вместо нее в легенду вводится мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный. Следуя легенде и основываясь на собственных наблюдениях Г.А. Петров [Государственная геологическая карта ..., 2014] приводит следующее описание мариинского комплекса:

«В состав комплекса входят метаморфизованные долериты комплекса «дайка в дайке» и метаморфизованные (чаще всего амфибол-соссюритовые) габбро, слагающие скрины в комплексе параллельных долеритовых даек и отдельные тектонические блоки. Прерывистая полоса метадолеритов протягивается с севера на юг через всю территорию листа О-40, являясь фрагментом общеуральской палеоспредиговой системы [Семенов, 2000]. Метадолериты слагают субвертикальные (простираение 105-130°) дайки и однозакалочные полудайки мощностью 0,1–3 м, среди них небольшие (до 1-1,5 м) линзовидные скрины измененных габбро и габбродолеритов, а также единичные дайки мелко-плагиофировых риолитов. Долериты обычно пироксенофировые. Азимут падения гнейсоватости 200–250°, угол 70-80°, при этом фиксируется общая сдвиго-сбросовая кинематика вязкого скольжения на северо-запад (линейность по амфиболу - азимут погружения 305°, угол 70°)». Там же приводится, что в разрезе около ст. Хребет Уральский кроме сланцев

по долеритам и габбро присутствуют metabазальты вайской свиты, представляющие собой темно-зеленые, линзовидно-полосчатые, реже однородные сланцеватые породы, иногда с миндалинами эпидота и кварца. Метабазальты в разрезе перемежаются с метадолеритами [Государственная геологическая карта ..., 2014].

Достаточно четких особенностей проявления описываемого комплекса пород в физических полях наметить не удалось. Площадь развития пород мариинского комплекса по данным гравиметровой съёмки приурочена к области постепенного градиента поля силы тяжести, создаваемого крупной аномалией Ревдинского массива. Западная граница распространения комплекса практически совпадает с западной границей аномалии на карте вертикальной составляющей градиента аномального поля силы тяжести. Для полосы развития описываемого комплекса характерно спокойное магнитное поле, по величине напряженности не превышающее фоновых значений.

Нами породы комплекса наблюдались в районе г. Барсучья, в выемке реконструируемой трассы Екатеринбург - Пермь, в правом борту р. Ревда ниже плотины пруда и на г. Лысая, южнее плотины в г. Ревда. Во всех вышеперечисленных пунктах прослеживается целая гамма переходов от мелкозернистых пород субстрата через неравномернозернистые пятнистые габброиды к крупнозернистым и пегматоидным разновидностям, чаще всего, также пятнистой структуры. Состав пород колеблется от габбро до пироксенитов, переходы между разновидностями достаточно постепенные, но заметные. Причем даже лейкократовые породы, определявшиеся в поле как диориты и даже плагиограниты под микроскопом и по химическому составу соответствуют габбро.

Обычно это амфибол-цоизитозые, амфибол-соссюритовые разновидности с редкими реликтами уралита и, еще реже, моноклинного пироксена с буроватым оттенком, характерным для диалягоновых разновидностей клинопироксенов (скальные выходы восточнее Ревдинского пруда).

Интенсивно габброизированные разновидности иногда сопровождаются серией разновозрастных даек, преимущественно долеритового состава (Рис. 47). При этом дайки раннего типа нередко претерпевают совместную с вмещающими породами перекристаллизацию различной интенсивности.

Зоны тектонической активности почти повсеместно сопровождаются явлениями пластических деформаций с дисгармоничными складками течения, волочения и т.д. Характер взаимоотношений мелкозернистых и пегматоидных разновидностей полосчатого комплекса в зонах тектонической активности усложнен различной их устойчивостью к пластическим деформациям (компетентностью). Обычно блоки различного размера

пегматоидных и крупнозернистых габброидов обтекаются мелкозернистыми разновидностями, образуя зоны, типа "милонитов". Для этих зон характерна быстрая смена направления и углов падения полосчатости и планпараллельных текстур, пропеллерообразное закручивание полосчатости в пределах даже одного скального выхода. Так в обн. 2614 направление полосчатости меняется на протяжении менее 100 м от Аз. пад. $200-250^\circ \angle 70-85^\circ$ до встречного Аз. пад. $55^\circ \angle 85^\circ$. Преобладающая ориентировка полосчатости в пределах изученных фрагментов разрезов имеет Аз. пад. $55-65^\circ \angle 40-45^\circ$.



Рис. 47. Дайка долеритов в полосчатых пегматоидных габбро мариинского комплекса.

Отдельные участки коренных выходов представляют собой практически зону "основных мигматитов" с интенсивной мобилизацией вещества, проявляющейся в обособлении

лейкократовой части и частичной перекристаллизации темноцветных минералов. Для этой же зоны характерны явления пластического течения, причем в мелкозернистых разностях отмечается птитматитовая складчатость, складки волочения, характерно, что складки течения присущи только отдельным маломощным прослойкам (Рис. 48).

Макроскопически породы комплекса зеленовато-темно-серые до почти черных в зависимости от состава и степени раскристаллизации, средне- и крупнозернистые разности часто пятнистые, практически все полосчатые, с четко выраженной ориентировкой слагающих их минералов.

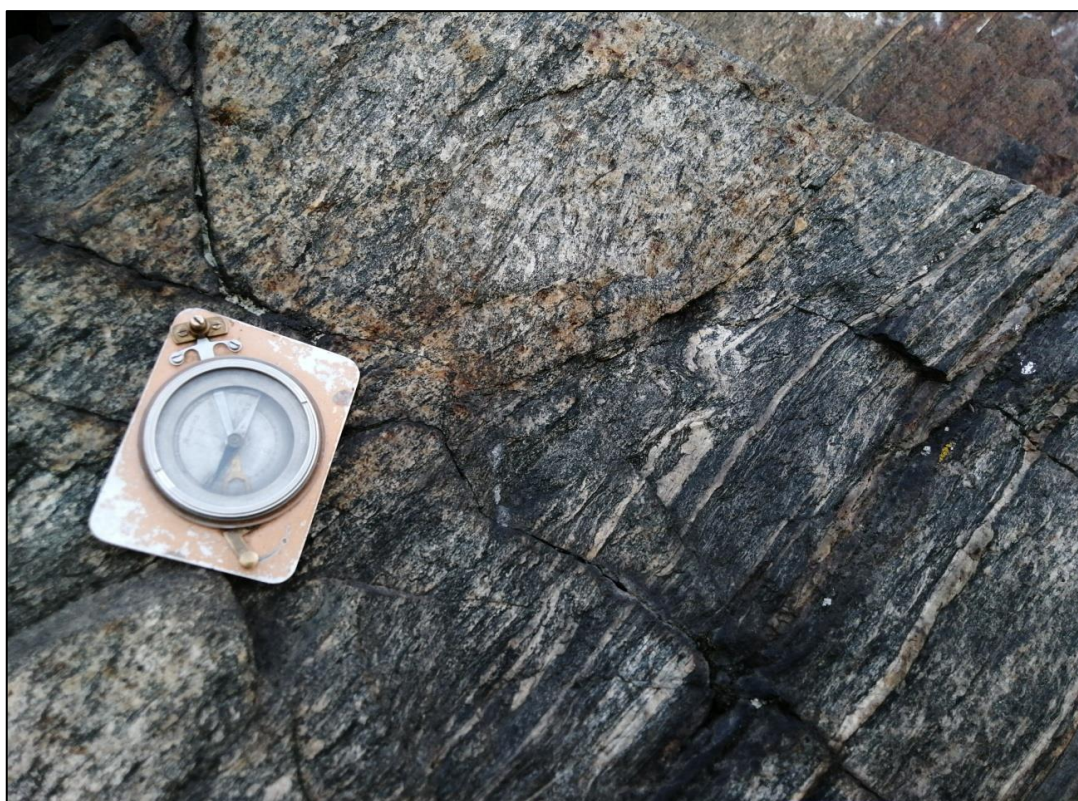


Рис. 48. Зона мигматитов в габброидах. обн. 2607, г. Лысая.

Под микроскопом структуры милонитовые, сланцеватые, бластогаббровые, грано-нематобластовые. Габброиды состоят из примерно равных количеств амфибола и соссюрита. Амфибол представлен бледнозеленой слабоплеохроирующей роговой обманкой, волокнистой роговой обманкой, актинолитом, частично хлоритизирован. Соссюрит сложного состава, большей частью представляет тонкозернистый агрегат альбита, эпидот-цоизита и хлорита с примесью актинолита. В меньшей мере - комочки плотного темно-серого неплеохроирующего соссюрита.

Меланократовые, переходящие в пироксениты, разности характеризуются сложной структурой сформированной в три этапа: I - образование панидиоморфнозернистой структуры пироксенитов, затушеванной последующими процессами; II - полная

амфиболизация пироксена с возникновением нематобластовой структуры, пироксен замещен псевдоморфно с образованием зерен 1,5-2,0 мм бледноокрашенной слабоплеохролирующей роговой обманки, в свою очередь замещающейся волокнистым амфиболом, частично хлоритом и актинолитом; III - милонитизация с образованием грубоочковой структуры, при которой сплюснутые разлинзованные зерна роговой обманки облекаются массой более тонкого игольчато-волокнистого амфибола и хлорита.

Встреченные в единичных случаях слабо переработанные породы субстрата представлены тонкозернистыми зелеными сланцами с микрогранобластовыми структурами. Породы представляют весьма тонкозернистый агрегат альбита, актинолита, хлорита, эпидоцита с размером зерен сотые доли мм. На фоне тонкозернистой и тонкосланцеватой, почти криптокристаллической массы выделяются более крупные зерна роговой обманки и бесформенные скопления чешуек хлорита, возможно замещающего бывшие порфиро-бласти.

На диаграмме TAS (рис. 49) образования мариинского комплекса попадают преимущественно в область пород, отвечающим нормально-щелочным габбро. Немногочисленные анализы в области ультраосновных пород соответствуют перекристаллизованным пироксенитам.

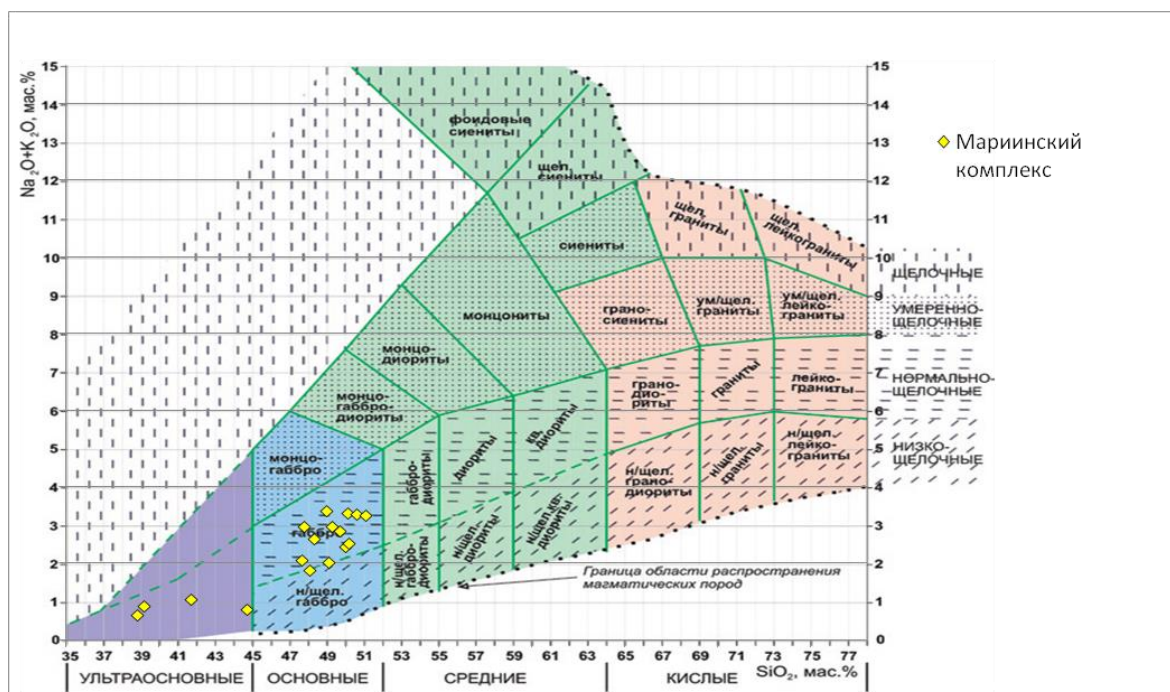


Рис. 49. Диаграмма TAS для пород мариинского комплекса

Габброиды мариинского комплекса, несмотря на значительный разброс значений, обусловленный вероятно разнородностью состава субстрата, характеризуются низкими

содержаниями РЗЭ, особенно в сравнении с N-базальтами СОХ. В большинстве случаев отмечается в той или иной мере проявленный Eu максимум. Несколько повышены содержания Rb, Ba и Pb, в ряде проб также Sr, Th и U (Рис. 50).

Геохимическая специализация пород мариинского комплекса сидеро-лито-халькофильная.

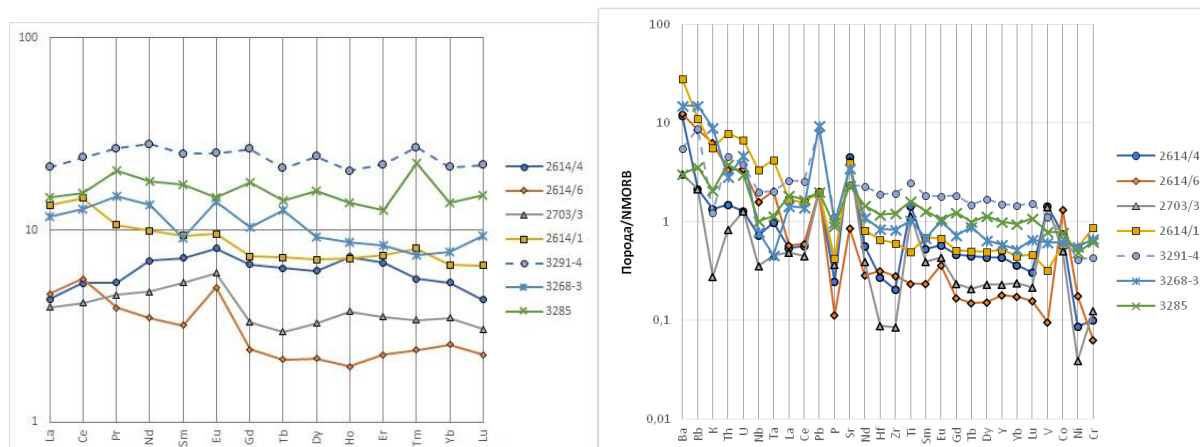


Рис. 50. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в породах мариинского комплекса.

Попытки определить абсолютный возраст комплекса Sm-Nd методом в лаборатории УрО РАН дали цифры 562 ± 35 млн. лет (СКВО=1,18), 420 ± 56 млн. лет (СКВО=1,6) и 529 ± 29 млн. лет (СКВО=1,3). Датировка в 420 млн. лет согласуется с цифрами полученными Семеновым и др., [2003] Sm-Nd – для долеритов 423 ± 17 млн. лет при MSWD=1,9, для габбро 427 ± 31 млн. лет при MSWD=0,72.

Возраст мариинского комплекса условно (в соответствии с Легендой Уральской серии) принимается средне-позднеордовикским. Между тем, вполне возможно, мариинский метагаббро-метадолеритовый комплекс является гетерогенным, и в его составе объединяются разновозрастные магматические образования. В целом, мариинский комплекс, по-видимому, следует рассматривать как сложную шовную зону, в которой помимо пород субстрата присутствуют разновозрастные интрузивные и дайковые образования преимущественно основного и ультраосновного состава совместно испытывавшие многостадийный и разноплановый метаморфизм в зоне Главного уральского разлома.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый плутонический

Комплекс выделен на г. Качканар на Среднем Урале [Решитько, 1963; Шалагинов, 1998]. В составе комплекса выделяются две фазы – первая, представленная дунитами и верлитами, и вторая, объединяющая габбро амфиболовые и амфибол-пироксеновые, оливиновые, троктолиты и тылаиты, а также пироксениты и горнблендиты.

На площади планшета маломощные тела комплекса распространены в Западно-Тагильской СФЗ в пределах ареалов развития выйской свиты и мариинского комплекса, а также входят в состав Ревдинского «массива», представляющего по сути полихронную интрузивно-метаморфическую зону, включающую в себя изолированные, относительно небольшие тела гипербазитов. Образования первой фазы, представленные дунитами и верлитами имеют незначительное распространение. Более широко распространены габброиды и горнблендиты второй фазы.

Кроме Ревдинского массива, образования качканарского комплекса слагают мелкий Кислянский массив оливиновых габбро расположенный в среднем течении р. Кислянка. Длина его 2 км, ширина в южной части 0,9 км, в северной 1,5 км. Вмещающими являются образования мариинского комплекса. Еще один мелкий массив расположен западнее, близ устья р. Кислянки при впадении ее в Новомариинское водохранилище. Небольшое тело ультрабазитов р. Кислянки изометричной несколько удлиненной в меридиональном направлении формы сложено аподунитовыми серпентинитами, пойкилитовыми верлитами, горнблендитами и габброидами.

В физических полях мелкие тела ультрабазитов и габброидов качканарского комплекса практически не отражаются. Более крупные тела, совместно с габброидами тагило-кытлымского комплекса слагающие Ревдинский массив, находят свое отражение в виде протяженной аномалии на карте вертикальной составляющей градиента аномального поля силы тяжести в юго-восточной части планшета. Магнитное поле на картах масштаба 1:200000 знакопеременное и не позволяет выделить отдельные тела гипербазитов или габброидов.

По данным И.И. Зенкова [1973ф] на картах масштаба 1:50000 ультрабазиты выделяются в магнитном поле аномалиями величиной до 1200 нТл, а их мелкие тела - локальными знакопеременными аномалиями, что связано с наложенными процессами амфибололизации и серпентинизации. Оливиновым габбро соответствуют положительные аномалии магнитного поля величиной до 1000 нТл.

Магнитная восприимчивость и плотность соответственно составляют: серпентинизированные верлиты $\chi = 0,0-6,41 \times 10^{-3}$ СИ, $\sigma = 2,9-3,13 \text{ г/см}^3$; оливиновые клинопироксениты - $\chi = 0,37 \times 10^{-3}$ СИ, $\sigma = 2,97 \text{ г/см}^3$; оливиновое габбро $\chi = 1,68 \times 10^{-3}$ СИ, $\sigma = 2,9 \text{ г/см}^3$; меланократовое габбро второй фазы $\chi = 0,23 \times 10^{-3}$ СИ, $\sigma = 3,07 \text{ г/см}^3$; плотность лейкократовых пегматоидных габбро $\sigma = 2,97 \text{ г/см}^3$.

Дуниты имеют подчиненное распространение, они слагают небольшие вытянутые тела среди образований мариинского комплекса. Как правило, это черные с частыми

зеркалами скольжения аподунитовые серпентиниты с серпентином хризотил-лизардитовой стадии и наложенной антигоритизацией разной интенсивности, вплоть до развития антигоритовых серпентинитов (района Верхнего пруда г. Первоуральск). При аллометаморфической серпентинизации появляются сетчатые, спутанно-волокнистые структуры. Основные породообразующие минералы: оливин, ортопироксен. Акцессорные: магнетит и единичные зерна метаморфизованного хромшпинелида. Оливин нацело замещен петельчатым хризотилом и лизардитом с наложением поздней антигоритизации или развивающимися по лизардиту боулингом. Ортопироксен нацело баститизирован. Зерна апопироксенового бастита нередко пойкилитовые «ситовой» структуры и включают в себя зерна оливина и наоборот.

Более часто встречаются верлиты, образующие протяженные узкие тела в северной части ареала распространения пород качканарского комплекса. Макроскопически это зеленовато-серые разноминеральные, часто крупно- и средне-крупнозернистые породы. Под микроскопом структура пород панидиоморфнозернистая. Клинопироксен (диаллаг) образует разноминеральные до 4,5 мм зерна слагающие 50-55% породы. В несколько подчиненном количестве (35-40%) представлен оливин, также крупнозернистый, как правило нацело антигоритизированный мелкопластинчатым и игольчатым серпентином с просечками магнетита. Внутри оливина наблюдаются включения мелких зерен пироксена.

Нередко клинопироксен амфиболизирован с образованием радиально-волокнистых каемок бесцветного амфибола. Каемки состоят из 2-3 ярусов волокон от тонких до м/з с понижением интерференционной окраски до оранжевой, желтой и серой. Оливин при этом разложен почти полностью с сохранением мелких редких зерен свежего в ядрах петель лизардита и магнетита. Количественные соотношения главных минералов могут варьировать в достаточно широких пределах, вплоть до переходов в оливиновые клинопироксениты.

Габброиды второй фазы образуют удлиненные, реже штоковидные тела, залегающие в метаморфических породах или в виде останцов среди габброидов тагило-кытлымского комплекса. Простираение их субмеридиональное и северо-северо-восточное, длина 2-5,5 км, ширина 1-1,5 км, есть очень мелкие тела. Ко второй фазе качканарского комплекса согласно А.А. Ефимову [1967], И.И. Зенкову и В.А. Шилову [1973] отнесены метагаббро, косо пересеченные горнблендитами и вскрытые Первоуральским карьером.

Характерная черта Ревдинского "массива", особенно его северной части - широкое развитие горнблендитов и плагиоклазовых горнблендитов. Крупное дайкообразное Первоуральское тело горнблендитов расположено в осевой части мариинского комплекса от

широты северной окраины г. Первоуральск до автомагистрали Екатеринбург - Пермь. Далее к северу горнблендиты сосредоточены вдоль западного края этой зоны [Варганов, 1964; Зенков, 1973]. Мощность горнблендитовых тел, кроме Первоуральского, не превышает 100 м, протяженность 1-5 км. В экзоконтакте горнблендитов наблюдается амфибололизация, плагиоклазовая фельдшпатизация и появление пегматоидных амфибол-плагиоклазовых гнезд во вмещающих амфиболитах и габброидах. С горнблендитами связана титаномagnetитовая и убогая халькопиритовая минерализация; с горнблендитами Первоуральского тела - почти выработанное титаномagnetитовое месторождение, благодаря чему горнблендиты вскрыты карьером на значительную глубину и в пределах месторождения хорошо изучены.

Простираие тела изменяется от меридионального до северо - северозападного, протяженность его 12 км, ширина выходов 0,3-0,6 км до 0,8 км, на северном и южном флангах она уменьшается до 0,15-0,2 км. Контакты горнблендитов в плане имеют неровную извилистую форму. Западный контакт круто падает на восток ($70-75^\circ$), падение восточного контакта изменяется от западного до восточного ($60-75^\circ$). В целом падение тела крутое восточное, мощность его достигает 500-600 м. Наблюдаются участки тектонических и активных контактов. Титаномagnetитовая минерализация сосредоточена в восточной части южной трети горнблендитового тела. В этом районе оно имеет асимметричное строение. В западной и центральной частях оно сложено черно-зелеными горнблендитами, структуры которых варьируют от среднезернистых до гигантозернистых, в восточной - наряду с ними развиты плагиоклазовые горнблендиты с шлировыми пегматоидными участками с разными количественными соотношениями амфибола и плагиоклаза.

Горнблендиты, шлировые пегматиты, габбро и вмещающие породы пересечены жилами плагиоклаз-роговообманковых пегматитов с гнездами титаномagnetита мощностью 1-2 м. Простираие их 310° . В восточном висячем боку тела горнблендитов наблюдаются контактовые изменения вмещающих пород. Они замещаются плагиоклазовыми горнблендитами, их пегматоидными разновидностями, габбро-пегматитами; местами образуются крупнозернистые такситовые амфиболовые габбро ориентированной текстуры. Все они содержат мелкие гнезда халькопирита и крупные - титаномagnetита. Морфология метасоматических пород, их текстура и структура определяется субстратом. На контакте габбро с горнблендитами встречаются мономинеральные титаномagnetитовые участки.

Габброиды второй фазы - полосчатые зеленовато-серые, темно-зеленые породы от мелко- до средне- и крупнозернистых. Под микроскопом структура габбровая, бластогаббровая, нематогранобластовая, текстура массивная, слабополосчатая.

Пироксен и плагиоклаз (примерно в равных количествах) изменены полностью. Первичная габбровая структура иногда сохраняется и характеризуется одинаковым аллотриоморфизмом составных частей. Сосюрит - плотный, тонкий, черный, практически непрозрачный, без реликтов первичного плагиоклаза или с наличием таковых, состоит из комочков 0,15-0,2 мм сливающихся в разноразмерные пятна. Комочки разделены пленками из цоизита или эпидота, а также агрегатами мелких зерен амфибола. Амфибол образует агрегат неправильных субизометричных зерен иногда слабо вытянутых, короткопризматических, размером 0,25-0,3 мм. На месте пироксена развивается агрегат зерен роговой обманки от долей до 0,5-1,0 мм субизометричных или слегка вытянутых с неровными границами. Роговая обманка обыкновенная синевато-зеленая с острым углом погасания. Вкрапленность магнетита ~3% мелкая, рассеянная, в основном в ассоциации с роговой обманкой. Элементы полосчатости заключаются в направленности сосюритовых пятен.

Оливиновые габбро обычно среднезернистые, реже - крупнозернистые лейкокрастовые и мезократовые породы, макроскопически темные, плотные, массивной и полосчатой текстуры. Габбро массивные среднезернистые габбровой структуры с 40-50% амфиболитизированного бесцветного клинопироксена. Клинопироксен образует субизометричные неправильные зерна со скругленными краями размером 1,0-1,5 мм с тонкой диагеновой отдельностью, частично с краев замещается в виде каймы агрегатом мелких зерен бледноокрашенной роговой обманки, частично замещенной хлоритом. Оливин (<10%) частью нацело замещен идингситом, либо серпентин-хлоритом и магнетитом. Зерна оливина обрастают каймой радиально-лучистого амфибола. Реже наблюдаются тонкие короны вокруг зерен пироксена. Сосюрит - (40-45%) плотный мелкопятнистый, состоит преимущественно из минералов группы эпидота с примесью хлорита и актинолита. Магнетит присутствует в количестве до 1%.

Горнблендиты макроскопически - почти черные ясно-зернистые массивные породы с исключительным разнообразием по крупности зерен - от 0,5 см до 1,0 см. Под микроскопом структура гипидиоморфнозернистая. Порода на 99% из зеленой роговой обманки. Нередко среди крупных зерен роговой обманки отмечаются реликты прозрачного бесцветного или бледно-зеленого клинопироксена. Реже клинопироксен, наряду с зернами

роговой обманки, образует самостоятельные идиоморфные зерна без каких-либо следов уралитизации.

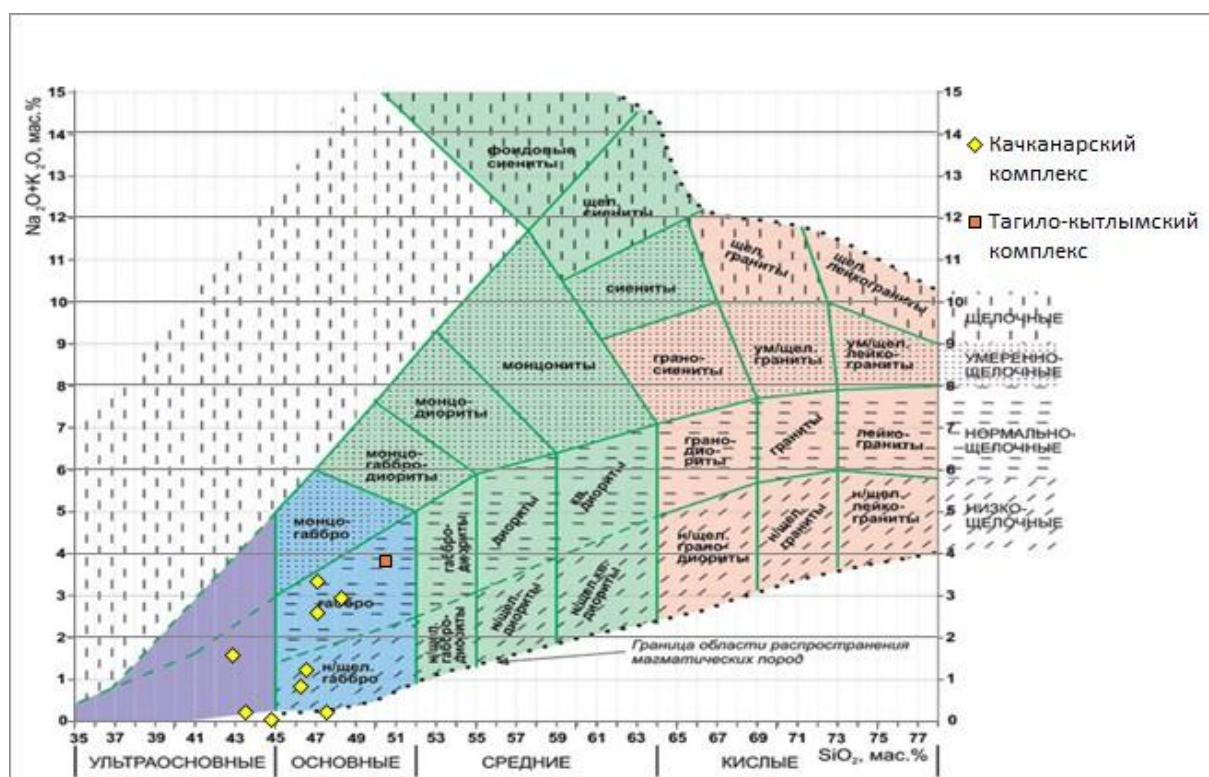


Рис. 51. Диаграмма TAS для пород качканарского комплекса.

На диаграмме TAS (Рис. 51) фигуративные точки составов пород качканарского комплекса располагаются в областях ультраосновных пород (верлиты, пироксениты), низкощелочных и нормальнощелочных габбро (пироксениты, габбро). Преобладающее большинство анализов характеризуется низкой суммой щелочей.

Образования качканарского комплекса характеризуются низкими содержаниями РЗЭ, особенно в сравнении с N-базальтами СОХ. Более того, в сравнении с хондритом значительная их часть характеризуется обеднением легкими элементами. В большинстве случаев отмечается в той или иной мере проявленный Eu максимум. Несколько повышены содержания Rb, Sr и Ba (Рис. 52).

По последним данным Е. В. Пушкарева и др. [2019] изотопный возраст амфиболов из различных блоков Ревдинского массива имеет существенный разброс: 451,5; 473,4; 496,3; 587,5 млн лет.

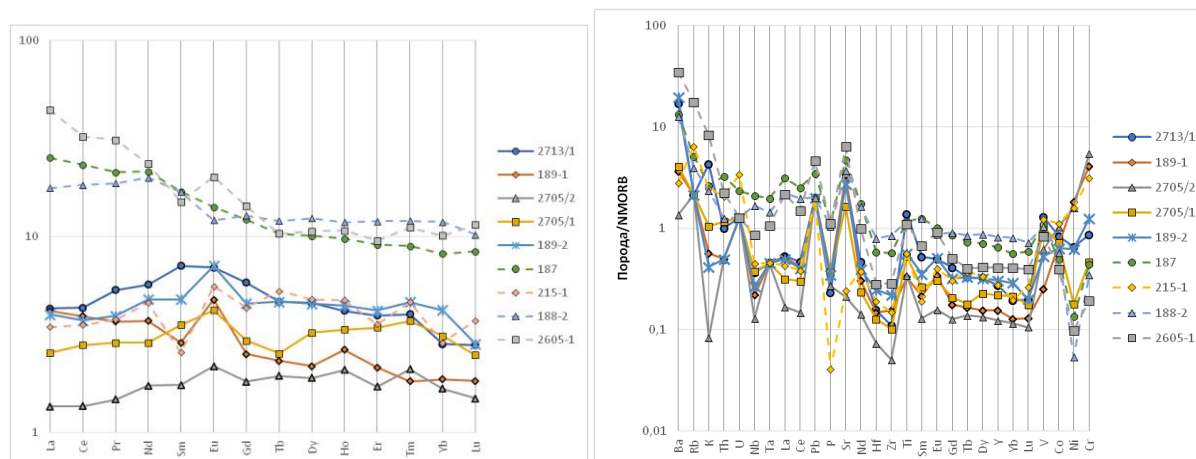


Рис. 52. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в породах качканарского комплекса. Для сравнения, проба 2605-1 - габброиды тагило-кытлымского комплекса.

Нами были отобраны 2 пробы из габброидов качканарского комплекса для которых Sm-Nd методом получены следующие возрастные датировки:

Проба 188-2: $t(pl, wr, amf) = 460 \pm 79 \text{ Ma}$ $\epsilon_{Nd} = 8.3$ MSWD = 0.40 ($1/Nd = 0.093$);

Проба 189-2: $t(pl, wr, px+amf) = 437 \pm 400 \text{ Ma}$ $\epsilon_{Nd} = 9.1$ MSWD = 7.3;

$t(pl, px+amf) = 428 \pm 24 \text{ Ma}$ $\epsilon_{Nd} = 8.9$;

Значительные ошибки в определении возраста вызваны недостаточной чистотой отбора мономинеральных фракций. Однако данные цифры вполне согласуются с приведенными выше, а также в «Легенде ..., 2009»: U-Pb: 443, 445, 445 млн. лет; K-Ar: 415-430 млн. лет.

Возраст пород качканарского комплекса определяется как позднеордовикский в соответствии с «Легендой ...»

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шемурский вулканический комплекс

Выделен нами на карте вслед за И.И. Зенковым [1979ф], который откартировал его при ГДП масштаба 1:50000 в составе контрастной формации S_{11-2} (кабанская свита) впоследствии переименованной в шемурскую свиту с уточнением возраста по находкам конодонтов. Тела субвулканитов комплекса расстроены в пределах северной части полосы развития образований шемурской свиты в Западно-Тагильском блоке Тагильской СФЗ. Субвулканические образования комплекса представлены плагиофировыми и кварц-плагиофировыми дацитами, риодацитами и риолитами. На поверхности образования комплекса не обнажены,

перекрыты рыхлыми четвертичными образованиями и откартированы по данным поискового и картировочного бурения. Детального описания и петрохимических характеристик данных образований в пределах площади листа не имеется. Учитывая обнаженность свиты и характер разреза в более изученных районах, можно предполагать более широкое распространение подобных образований на юг, однако ареал их распространения ограничен пройденными буровыми профилями. Краткая характеристика субвулканических образований совместно с описанием покровных фаций приведена в главе «Стратиграфия».

Арбатский комплекс диорит-плагиогранитовый плутонический

Петротип комплекса выделен на г. Арбатский Камень. В состав комплекса включены диориты, кварцевые диориты, слагающие первую фазу ($\delta O_3-S_{1ar_1}$); гранодиориты и плагиограниты, входящие в состав второй фазы ($\rho \gamma S_{1ar_2}$). На площади листа, близ северной рамки, гранитоиды арбатского комплекса образуют цепочку тел в зоне разлома разделяющего образования выйской и шемурской свит на продолжении южного окончания Тагило-Баранчинского массива, расположенного на соседней к северу площади.

Диориты первой фазы образуют тело удлиненной формы протяженностью до 3,5 км при ширине 300-350 м приблизительно в 5,0 км южнее северной рамки планшета. Гранитоиды второй фазы образуют вытянутое клиновидное тело протяженностью до 3,0 км при максимальной ширине 0,8 км, залегающее в тектоническом блоке на границе выйской и шемурской свит. На дневной поверхности тела не обнажены. Сведения по ним получены из материалов предшественников [Зенков, 1979ф, Генералов и др., 2001ф].

На карте вертикальной составляющей гравиметрового поля тела образований арбатского комплекса расположены в пределах аномалии силы тяжести, вызванной вероятно, южным окончанием постепенно погружающегося в южном направлении Тагило-Баранчинского массива. В магнитных полях образования комплекса отражения не находят.

Диориты - мелко-среднезернистые и мелкозернистые серовато-желтоватые и кремоватые, порфировидные с обилием ксенолитов ороговикованных основных вулканитов. Состав: роговая обманка обычная, часто идиоморфных очертаний не более 20% (чаще - 10%); плагиоклаз - широкопластинчатый зональный андезин, отмечается в виде порфировидных выделений и в основной массе - до 80%; кварц - до 15%; биотит - до 3%; титаномагнетит, магнетит, сфен, лейкоксен, апатит, редкие зерна пирита и халькопирита. Гранодиориты и плагиограниты – среднезернистые гипидиоморфнозернистые, нередко порфировидные породы, иногда с элементами гранофировой и пойкилобластовой структур. Состав: кварц – 25-30%, альбитизированный плагиоклаз – 60-80%, амфибол,

замещенный актинолитом, хлоритом, кальцитом – 3-15%, сфен, лейкоксен, апатит, ортит, магнетит.

По данным И.Г. Южакова [Генералов и др., 2001ф], наиболее характерные черты химизма пород комплекса: низкие содержания K_2O – 0,1-0,5 % при значительных вариациях содержаний Na_2O – 0,8-3,5 % в основных породах и до 6,5 % в гранитоидах, относительно низкие содержания стронция – 200-400 г/т, крайне низкие содержания рубидия – обычно менее 3 г/т, фосфора – 0,05-0,15 %.

Прямых данных о возрасте арбатского комплекса нет, но особенности химического состава пород, а также низкие содержания калия, стронция, рубидия сближают плагиограниты с риолитами и дацитами шемурской свиты, с которыми арбатские гранитоиды имеют и пространственную связь. На основании этого принимается позднеордовикско-раннесилурийский возраст интрузивных образований.

СИЛУРИЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Левинский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый плутонический

Левинский комплекс распространен в пределах Восточно-Тагильской СФЗ и входит в состав Верх-Нейвинского массива. Согласно Легенде Уральской серии [2009], в составе комплекса выделяется три фазы:

- первая, представленная габбро, габброноритами, реже клинопироксенитами и габбродолеритами;
- вторая, в состав которой входят тоналиты, диориты и кварцевые диориты и
- третья, сложенная плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, реже гранодиорит-порфирами.

В пределах западной части Верх-Нейвинского массива на площади листа известны проявления двух фаз - первой - габброидной и третьей - плагиогранитовой.

Наиболее крупные выходы габбро, протяженностью около 6 км, слагают г. Бунар на севере массива. Южнее мелкие изометричные и вытянутые штоки габбро, площадью 0,75-3 км², появляются на широте г. Карабай среди серпентинитов и в породах красноуральской свиты. Размер и протяженность тел увеличиваются в южном направлении. Крупное дайкообразное тело северо-северо-восточного простирания размером 8 × 0,2-0,8 км протягивается от левобережья р. Восточный Шишим на север по левобережью р. Черный Шишим в ее верховья. Габброиды залегают среди серпентинитов, на границе их с красноуральской свитой, а также среди пироксенитов.

Районы распространения габброидов характеризуются повышенными значениями гравитационного поля. Наиболее контрастная и интенсивная аномалия фиксируется над габброидами г. Бунар. В магнитных полях габброиды отражения не имеют, теряясь на фоне высокомагнитных разностей ультрабазитов серовского комплекса.

Габбро, слагающие г. Бунар, содержат останцы серпентинитов и пироксенитов, а на востоке прорывают породы красноуральской свиты верхнего ордовика - нижнего силура. В карьере, вскрывающим эту свиту, на восточном склоне горы, наблюдаются апофизы массива, сложенные среднезернистыми амфиболовыми габбро.

Габбро левинского комплекса сильно изменены. Выделяются две главные разновидности: пироксеновые и роговообманковые метагаббро. За счет пироксеновых габбро образуются цоизитовые метагаббро. В них плагиоклаз полностью замещен цоизитом. Клинопироксен короткопризматический буровато-серый и зеленоватый, представлен авгитом или диопсидом. Местами встречается небольшое количество ромбического пироксена. Пироксен по периферии замещен роговой обманкой, а также частично или полностью шестовато-волокнистым агрегатом бесцветного или светло-зеленого актинолита, беспорядочно расположенного или ориентированного. Реликтовая структура пород габбровая.

В роговообманковых метагаббро зеленовато-бурая роговая обманка встречается в виде реликтов, обычно она замещена светлым голубовато-зеленым актинолитом. Плагиоклаз зональный сосюритизирован, либо замещен цоизитом, отмечаются реликты андезина. Характерен лейкоксенизированный сфен. Структура пород габбровая и габброофитовая.

В обеих разновидностях метагаббро в небольшом количестве присутствует хлорит, замещающий актинолит, или ассоциация хлорита с кварцем.

Плагииграниты третьей фазы слагают несколько небольших трещинных тел С-СЗ простирания в районе г. Карабай. Протяженность наиболее крупного тела 4 км, более мелкого 1,25 км, ширина выходов от 0,15 до 0,5 км. Плагииграниты на поверхности не обнажены. Они вскрыты поисковыми скважинами [Бобылев, 1962]. Это желтовато-белые массивные среднезернистые породы, иногда сильно выветрелые до дресвы. Состав плагиигранитов (в %): альбит - 40-45, кварц - 30, хлоритизированный биотит - 3-5, светлые слюды по биотиту - 5, минералы группы эпидота - 18-20.

Е.А. Успенская [2004ф] приводит следующую характеристику габброидов комплекса. Габбро левинского комплекса умереннокремнеземистые, умеренноглиноземистые, с низким содержанием Fe, Ti, P, щелочей, высоким – MgO и CaO.

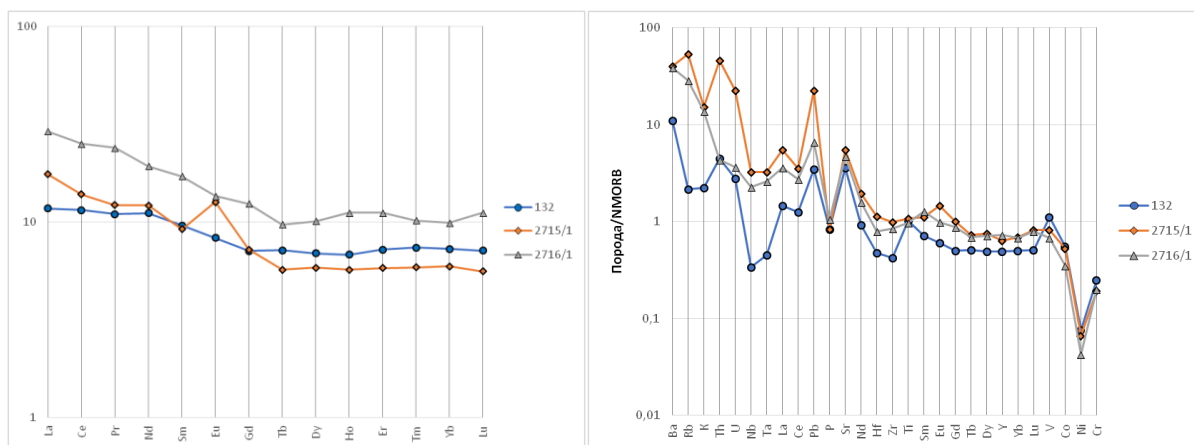


Рис. 54. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в породах левинского (132) и северорудничного (2715/1, 2716/1) комплексов.

Интрузивные образования левинского комплекса считаются комагматами верхней (силурийской) части позднеордовикско-раннесилурийской красноуральской свиты и имеют с вулканитами последние активные интрузивные контакты; соответственно, их возраст принимается раннесилурийским.

Хомутовский комплекс граносиенит-гранитовый плутонический

Хомутовский комплекс впервые был выделен И.Д.Соболевым по названию одноименного массива граносиенитов, располагающегося у дер. Хомутовка [Соболев, 1977ф]. В.В. Парфенов [1983ф] в хомутовский комплекс объединил Хомутовский массив, а также мелкие тела встречающиеся преимущественно в восточном борту Уфалейского блока, а также, значительно реже, в его приосевой части к северу от Гладкинского проявления. По данным автора, хомутовский комплекс представлен преимущественно граносиенит-порфирами, микрограносиенит-порфирами и реже сиенит-порфирами. Наиболее изучен Хомутовский массив, сведения о котором содержатся у большинства исследователей района [Варганов, 1960ф; 1964 ф, Гилева, 1976ф, Юринский, 1977ф, Грабежев, 1982].

Судя по приведенному разрезу, где отмечается неоднократная смена по латерали интрузивных пород, слагающих массив, с вмещающими ордовикскими отложениями (серицит-кварцевыми, хлорит-альбит-серицит-кварцевыми породами) автор предполагает, что Хомутовский массив представляет из себя ряд сближенных мелких тел одного состава, может быть, и разобщенных на глубине. В его северном экзоконтакте отмечаются многочисленные мелкие тела - сателлиты, разнообразные по форме и размерам.

По химическому составу и петрохимическим характеристикам породы Хомутовского массива (комплекса) занимают промежуточное положение между гранитами и щелочными сиенитами, а близость фигуративных точек на диаграммах химсостава пород Хомутовского и Омутнинского массивов может косвенно указывать на их комагматичность [Парфенов 1983ф].

Е. А. Успенская [2004], вероятно основываясь на отмеченном сходстве Хомутовского и Омутнинского массивов, относит их к единому хомутовскому гипабиссальному комплексу гранитоидов повышенной щелочности (C_{1-2h}). На основании взаимоотношений граносиенит-порфиров и субщелочных вулканитов, а также их субвулканических аналогов, автор, с определенной степенью условности, предполагает следующую последовательность формирования хомутовского комплекса: 1 фаза - сиениты, щелочные граносиениты и граносиенит-порфиры, 2 фаза - щелочные гранит-порфиры, 3 фаза - субщелочные гранит-порфиры. На основании взаимоотношений с вмещающими породами восточного крыла Черемшанской мульды и сопоставления с малиновским комплексом раннего - среднего карбона Тагильского прогиба, представленного также телами и дайками трахириолитов, щелочных граносиенит-порфиров и гранит-порфиров, автор относит кордонокаменско-хомутовскую вулcano-плутоническую ассоциацию (и хомутовский комплекс) к раннему-среднему карбону.

Нами к хомутовскому комплексу отнесены гранитоиды, слагающие Хомутовский и Омутнинский массивы и залегающие в пределах Салатимской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ (Восточноуфалейский складчатый блок) среди метавулканогенно-осадочных образований саранхапнерской свиты.

Хомутовский массив представляет собой относительно крупное интрузивное тело. Находится он в левобережной части среднего течения р. Шайтанки, к юго-западу от дер. Хомутовки. Коренные выходы пород в пределах массива отсутствуют, обнажения его представлены редкими развалами глыб и щебня, что затрудняет его изучение. Массив имеет сложную конфигурацию в плане и разрезе и занимает площадь около 7 км². Протяженность его с запада на восток около 3 км, с севера на юг колеблется от 1,5 до 2,5 км.

В физических полях на картах масштаба 1:200000 массив не выделяется на фоне вмещающих пород. По данным В.В. Парфенова [1983ф] на картах масштаба 1:50000 массив картируется высокоаномальными фоновыми значениями магнитного поля (600 нТл) и слабовыраженной изометричной аномалией относительно пониженного гравитационного потенциала (в 1,5-2 мгл). Высокоаномальное магнитное поле над массивом представлено разноориентированными, от изометричных до линейно-вытянутых,

аномалиями, напряженностью от 200 до 2000 нТл, создающими мозаичную картину поля, ограниченного с запада и, частично, с севера локальными аномалиями пониженных (до нулевых) значений потенциала. Это свидетельствует об интрузивных контактах массива с вмещающими породами. Морфологический план магнитного поля может служить доказательством неоднородности строения массива [Парфенов 1983ф].

Массив сложен неоднородными по составу и структурным особенностям породами большей частью метасоматически измененными. Наиболее "свежие" разности представлены массивными светло-серыми, иногда с розоватым оттенком тонкозернистыми породами с редкими мелкими порфировыми выделениями полевого шпата, реже кварца и альбита. Повсеместно отмечается сыпь мелкокристаллического рудного минерала. В шлифах структура пород афировая, порфировая, реже гломеропорфировая; вкрапленники представлены калиевым полевым шпатом, иногда пертитового строения, изредка - кварцем. Основная масса сложена обычно агрегатом щелочного полевого шпата и кварца, структура от фельзитовой, переходной к микрогранитовой до трахитовой. В составе породы, как правило, отмечаются магнетит, титаномагнетит, изредка ильменит, образующие мелкие порфиробласты. Из аксессуарных отмечаются ортит, циркон, сфен, ильменорутит, монацит. По химическому составу и петрохимическим характеристикам эти породы занимают промежуточное положение между гранитами и щелочными сиениитами. С учетом структурных особенностей они больше всего соответствуют определению "микрограносиенит-порфир" [Парфенов, 1983ф].

Омутнинский массив образован серией небольших по размерам (шириной до 500 м, протяженностью до 3-4 км) тел субщелочных гранитоидов среднего и умеренно-кислого состава, получивших развитие к северу от пос. Хомутовка по левому берегу р. Шайтанки. На юг, согласно общему простиранию пород, образования Омутнинского массива сменяются граносиенит-порфирами Хомутовского массива, а на севере - срезаются разрывным нарушением субмеридионального направления.

Плотностные и магнитные свойства пород не дают возможности четко разграничить отдельные разности гранитоидов, а также от вмещающих их метаморфизованных (гранитизированных) сланцев близкого минерального состава. Гранитоиды комплекса по своим петрофизическим свойствам разделяются на две группы: высокомагнитные, с магнитной восприимчивостью от 2030 до 9260×10^{-6} ед. СИ при плотности 2,80 г/см³; слабомагнитные - восприимчивость до 130×10^{-6} ед. СИ, плотность 2,81 г/см³.

По данным ГДП-50 [Парфенов, 1983ф] по характеру гравитационного поля в полосе распространения описываемых образований, можно заключить, что источником об-

разования интрузивных пород Омутнинского массива, вероятно, является глубинное интрузивное тело умеренно-кислого состава, типа гранодиоритов, картируемое локальной аномалией силы тяжести относительно пониженного потенциала. Глубина проработки метасоматическими процессами невелика и, вероятно, не превышает первую сотню метров. На глубинах свыше 150-200 м должны находиться нормальные гранодиориты, слабомагнитные, с плотностью порядка $2,70 \text{ г/см}^3$.

На диаграмме TAS (Рис. 39) гранитоиды комплекса образуют ряд от гранодиоритов до сиенитов с преобладанием умеренно щелочных составов. Как видно из приведенных выше диаграмм щелочности и железистости, гранитоиды хомутовского комплекса преимущественно щелочные и известково-щелочные (Рис. 40) и железистые (Рис. 41).

В распределении редких и редкоземельных элементов гранитоидов комплекса (Рис. 55), при общих весьма близких содержаниях, прослеживается тенденция к постепенному спаду содержаний от легких РЗЭ к тяжелым, при выполаживании кривых распределения в области средних и тяжелых элементов. Обогащенность легкими элементами, вероятно, свидетельствует в пользу их внутриконтинентального происхождения.

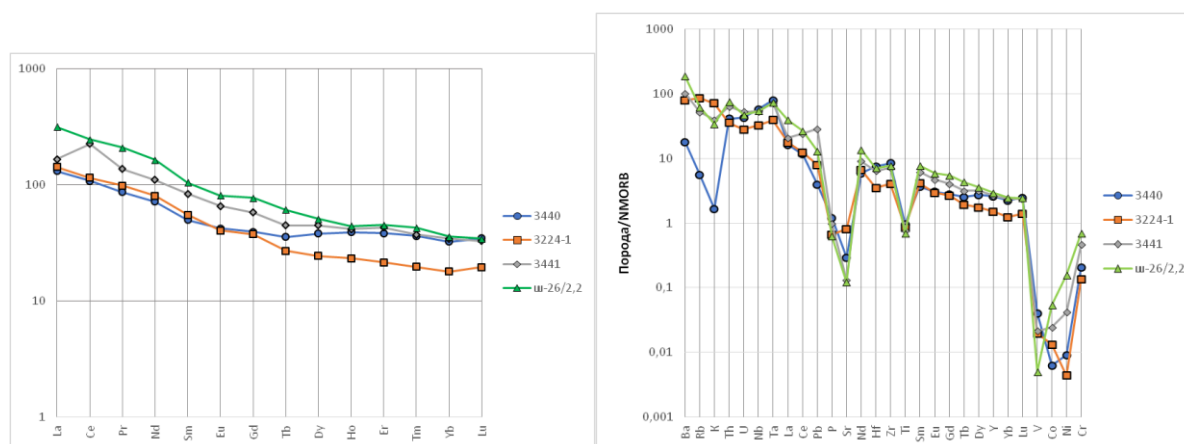


Рис. 55. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в гранитоидах хомутовского комплекса.

Согласно «Легенды ..., 2009» возраст хомутовского комплекса определялся как нижний-средний карбон. Ранее полученное изотопное датирование было произведено калий-аргоновым методом по валу, разными авторами [Лучинин, 1970; Мамин, 1982; Парфёнов, 1983]. Полученные ими датировки 183 ± 1 ; 299 ; 327 ± 32 ; 359 ± 12 и 407 ± 15 млн. лет имеют большой разброс цифр и не отражают времени кристаллизации расплава, а скорее всего различные стадии коллизионного метаморфизма.

Нами были отобраны цирконы из гранитоидов Омутнинского массива, относящихся к хомутовскому комплексу. Изотопный возраст установленный по цирконам, отобранным

из граносиенитов Омутнинского массива, соответствует раннему силуру верхов лlando-верийского отдела ($435,5 \pm 5,9$) при СКВО = 0,15 и вероятности конкордантности = 0,70 (Рис. 56). Данный возраст предложен и согласован в дополнениях и изменениях в Легенду Уральской серии.

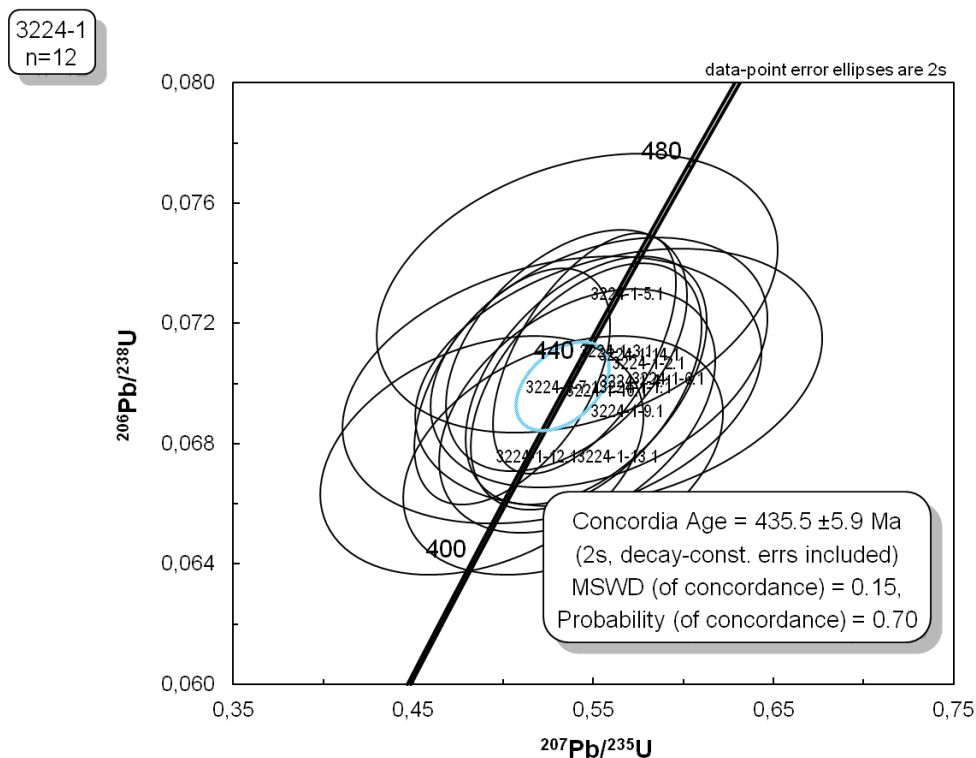


Рис. 56. U-Pb эрохрона с конкордией для проанализированных цирконов из гранитоидов пробы 3224-1 хомутовского комплекса.

Тагило-кытлымский комплекс габбро-норитовый плутонический

Образования комплекса распространены в Западно-Тагильской СФЗ. Тагило-кытлымский комплекс представлен габброноритами, метагабброноритами, пироксен-амфиболовыми, амфиболовыми габбро, цоизитовыми метагаббро Ревдинского массива и южного фланга Тагило-Баранчинского массива, расположенного на соседней к северу площади.

Наибольшим распространением породы комплекса пользуются в пределах Северо-Ревдинского массива протяженностью около 18 км, от бассейна р. Кислянка на юге до левобережья р. Чусовая, выше слияния ее с р. Ревда на севере. Массив образован двумя телами - Верхнекислянским (южным) и Темным (северным), соединенными узкой, 0.2-0.3 км, перемычкой.

Северо-Ревдинскому массиву отвечает локальный максимум поля силы тяжести. Верхнекисянскому телу соответствует напряженность гравитационного поля 50-54 мгл, массиву Темный - 34-50 мгл. В магнитных полях на картах масштаба 1:200000 тела массива отражения не имеют.

Плотность габброноритов и метагаббро 3,0-3,03 г/см³, магнитная восприимчивость варьирует от $0,01 \times 10^{-3}$ до $7,46 \times 10^{-3}$ СИ, в среднем составляет $3,5 \times 10^{-3}$ СИ.

Макроскопически габброиды комплекса - зеленовато-серые полосчатые средне- до крупнозернистых породы. Под микроскопом амфибол-соссюритовые габбро характеризуются реликтовой габбровой, grano-нематобластовой структурой, грубополосчатой текстурой. Породы состоят примерно из равного количества темноцветных и лейкократовых минералов. Роговая обманка буроватая, почти не плеохроирующая, преимущественно в виде монозерен. Интенсивно замещается почти бесцветным волокнистым амфиболом актинолитового ряда и таким же бледным почти изотропным хлоритом, замещающим актинолит. Соссюрит - тонкозернистые, преимущественно землистые агрегаты эпидота, в меньшей мере альбит, серицит, хлорит. Местами отчетливо видно, что соссюрит замещает крупные зерна плагиоклаза. Кварц - первые проценты, отдельные ксеноморфные зерна, иногда в сростании с соссюритом, плагиоклазом и амфиболом. Титаномагнетит 1-2%, редкие разрозненные ксеноморфные зерна размером до 1,0 мм, лейкоксенизированные по краям и микротрещинам.

Габбро-нориты характеризуются лейко- и мезократовым обликом и средне- до крупнозернистым строением. Породы часто рассланцованы, катаклазированы. Структура под микроскопом бластогаббровая. Породы состоят из примерно равных количеств соссюрита и моноклинного пироксена в виде уплощенных линзовидных зерен длиной до 2,5-3,2 мм, в разной степени амфиболизированных. Клинопироксен бесцветный, с низкой интерференционной окраской и характерной тонкой диаляговой отдельностью. С ним, преимущественно по краям, ассоциирует выделяющаяся своей окраской бурая роговая обманка, слагающая до 3-5% объема породы. По диалягу, обычно по плоскостям отдельности развиваются обильные мелкие пятна бесцветной компактной, неволокнистой, очень слабо плеохроичной обыкновенной роговой обманки - первые проценты. По клинопироксенам и по роговой обманке интенсивно развивается тонковолокнистый игольчатый амфибол (тремолит), менее развит актинолит. Соссюрит - тонкозернистая плохополяризующая криптокристаллическая масса преимущественно минералов группы эпидота, среди которой находятся реликты сдвойникового плагиоклаза. Ромбический пироксен - единичные призматические частично серпентинизированные зерна; биотит

образует скопления очень мелких чешуек бурого цвета, ориентированных по сланцеватости. Кварц первичный (1-2%), резко ксеноморфный, мелкий с одновременным погасанием сближенных зерен. Уралит в виде редких крупных зерен, представляющих псевдоморфозы амфибола по пироксену с включениями магнетита и соссюрита по краям замещается бледно зеленым, почти прозрачным мелкочешуйчатым хлоритом. Магнетит в количестве 1,5-2,0% образует цепочки и скопления мелких ксеноморфных зерен.

Оливиновые габбро отличаются присутствием резко ксеноморфных зерен бесцветного оливина размером $\sim 1,0$ мм с аномально низкими интерференционными окрасками с характерными кривыми трещинами отдельности, иногда в сростках с моноклинным или ромбическим пироксеном.

По данным Е.А. Успенской [2004ф] габбронориты, метагаббронориты, метагаббро Ревдинского "массива" высокоглиноземистые, умереннотитанистые, умеренноизвестковистые, низкомagneзиальные. По щелочности они принадлежат нормальному ряду. Несколько повышенной щелочностью, в том числе калиевой, обладают биотитсодержащие габбронориты. Габброиды обладают надкларковыми содержаниями V, Sr, местами также Cu и Zn; характерны низкие содержания Ni, Ba, Zr, Nb. Количество РЗЭ бывает выше (Ce), ниже (La, Nb) и близко к кларковому. В северном направлении в породах увеличивается количество Zr, Nb, Y и уменьшается содержание Sr.

К сожалению, в нашем распоряжении имеется единичный анализ габбро-норита тагило-кытлымского комплекса. На диаграмме TAS (Рис. 51) видно, что габбро-норит тагило-кытлымского комплекса отличается от габброидов качканарского комплекса несколько большими кремнекислотностью и щелочностью.

Как и образования качканарского комплекса, габбро-нориты тагило-кытлымского комплекса характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ, особенно в сравнении с N-базальтами СОХ. Однако в отличие от них наблюдается заметное обогащение легкими элементами, а также повышены содержания Rb, Ba, Pb, Th, U и, в меньшей мере, Sr, Nb и Ta (Рис. 52).

Раннесилурийский возраст формирования тагило-кытлымского комплекса принят на основании следующих данных. Наиболее надежным считается результат определения U-Pb изотопного возраста (по циркону) габбронорита Кумбинского массива (428 ± 7 млн. лет). С ним хорошо согласуются результаты определения изотопного Rb-Sr изохронного возраста (по фракциям плагиоклаза, пироксенов, магнетита и биотита) офитового габбронорита из Восточнокнясьпинского массива – 428.6 ± 1.6 млн. лет. Близкие значения абсолютного возраста приведены и в «Легенде ...».

Нами была отобрана проба из габбро-норитов тагило-кытлымского комплекса, по которой получено заключение:

Проба 2606-2: предоставленный набор минералов и образец породы в целом образуют очень хорошую изохронную зависимость с параметрами $t(pl, wr, px+amf) = 463 \pm 35$ Ma $\epsilon_{Nd} = 7.3$ MSWD = 2.0. Анализ зависимости $^{143}Nd/^{144}Nd$ от $1/Nd$ показал, что она не является линией смещения и может отвечать реальному геологическому событию. Относительно большая ошибка определения связана с довольно малым диапазоном вариации отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$, который вызван недостаточной чистотой выделения мономинеральных фракций.

Северорудничный комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый плутонический

Северорудничный комплекс выделен В.В. Шалагиновым [1971] в районе скарново-магнетитового месторождений 2-й Северный рудник. Согласно «Легенды..., 2009» в составе комплекса выделяется три фазы:

Первая фаза. Габбро, габбродиориты, редко эссекситы. С первой фазой комплекса связано титаномагнетитовое оруденение.

Вторая фаза. Диориты, кварцевые диориты, монцодиориты.

Третья фаза. Гранодиориты, реже граниты; дайки гранитов и гранит-порфиров. Со второй и третьей фазами комплекса связаны месторождения и проявления железорудной скарново-магнетитовой формации.

Комплекс распространен в пределах Западно-Тагильской СФЗ и приурочен к западной части Ревдинского «массива». Ранее выделялся как верхнетагильский комплекс, но впоследствии из «Легенды ..., 2009» был исключен. В Ревдинском «массиве» верхнетагильский комплекс представлен небольшими телами (0,6-6,5 км) штокообразными и сложной конфигурации. Они тяготеют к центральной и восточной частям «массива», относительное количество их заметно увеличивается в его северной части. В пределах Ревдинской площади откартировано два относительно крупных массива (тела), сложенных образованиями северорудничного комплекса.

В 1,3 км северо-северо-восточнее г. Остренькая непосредственно у восточной границы территории расположено почти изометричное тело (2,0×1,1 км), состоящее из габбродиоритов первой фазы с мелкими не выражающимися в масштабе карты телами диоритов - кварцевых диоритов второй фазы. Оно залегает в габброноритах тагило-кытлымского комплекса.

Между железной дорогой Ревда-Дегтярск на юге и р. Чусовая на севере откартировано меридиональное линзовидное тело, размером 4×1 км. Оно сложено габбродиоритами первой фазы, прорванными штокообразными телами диоритов - кварцевых диоритов второй фазы. В южной половине данное тело залегает среди метаморфизованных и габброизированных вулканогенных пород, на севере - среди габброидов. В промежутке между этими крупными телами отмечается несколько мелких линзовидных и жиллообразных тел кварцевых диоритов, не все из которых нашли свое отражение на карте.

В физических полях указанные тела не выделяются на фоне вмещающих пород.

Габброиды первой фазы характеризуются бластогаббровой, нематогранобластовой структурой массивной текстурой. Первичная габбровая структура хорошо сохраняется, несмотря на полное замещение первичных минералов. Это типичное амфибол-соссюритовое габбро, в котором темноцветные минералы (~50% объема породы) превращены в м/з агрегат буроватой слабо плеохроичной роговой обманки, актинолита слабо окрашенного, почти бесцветного, игольчатого с примесью бледноокрашенного зеленого хлорита, почти изотропного с низкой интерференционной окраской. Размеры зерен в агрегате - первые доли мм. Сами скопления достигают 1,5-2,0 мм, неправильной формы, «разбавлены» участками соссюрита.

Соссюрит (до 50%) образует бесформенные пятна обособленных и сливающихся зерен, также неправильной формы. Особенностью является обтекание плотного криптокристаллического непроницаемого соссюрита более светлым м/з агрегатом альбита, серицита, хлорита и актинолита. Актинолит также образует небольшие резко ксеноморфные скопления игольчатых мелких индивидов. Вкрапленность магнетита обильная тонкая ксеноморфная, неравномерная и составляет до 10% породы.

Диориты и кварцевые диориты фазы слагают мелкие тела размером до 1,6×0,6 км. Контакты их с вмещающими породами секущие, имеют характер эруптивных брекчий, наблюдаются также постепенные переходы через зону объемной или инъекционной диоритизации. Это серые и светло-серые, мезократовые, гнейсовидные породы, структура их среднезернистая, неравномернозернистая.

Под микроскопом структура порфировидная, искаженная гипидиоморфнозернистая с элементами пойкилитовой. Первичная гипидиоморфнозернистая структура сохранилась плохо благодаря субизометричным таблитчатым зернам плагиоклаза размером 1,0-1,5 мм. Плагиоклаз (55-60% объема породы) полисинтетически сдвойникован, интенсивно и очень неравномерно, разрозненными мелкими пятнами, соссюритизирован (альбит, эпидот-цоизит, серицит). В составе соссюрита значительную роль играет серицит, в

разных соотношениях с минералами группы эпидот-цоизит. Некоторые зерна почти целиком замещены плотным серым соссюритом с тонкой каемочкой кислого плагиоклаза. Роговая обманка (30%) образует немногочисленные крупные (3,0 мм и более) короткие, почти субизометричные призмы, оливково-зеленого цвета, плеохроичная. Содержит обильные вроски соссюритизированного плагиоклаза, агрегатов цоизита, редкие и более мелкие - кварца.

Кварц (10%) в интерстициях, резко ксеноморфные разноразмерные зерна, реже агрегаты. Резко ксеноморфными являются также редкие пластинки хлоритизированного биотита, зажатые между зернами роговой обманки и плагиоклаза. Титаномagnetит единичный, слабо лейкоксенизированный.

На диаграмме TAS (Рис. 53) видно, что породы северорудничного комплекса характеризуется нормальной щелочностью и несколько пониженной кремнекислотностью для диоритоидов второй фазы.

Образования северорудничного комплекса характеризуются пониженными содержаниями РЗЭ по отношению к породам левинского комплекса и, в сравнении с N-базальтами СОХ в целом, при относительном повышении значений в области легких элементов. Наблюдается некоторое повышение содержаний Rb, Ba, в меньшей мере, Pb и Th (Рис. 54). Габброиды первой фазы имеют, кроме того, выраженный Eu максимум.

Породы северорудничного комплекса имеют интрузивные контакты с породами качканарского и тагило-кытлымского комплексов. В восточных приконтактных зонах Тагильского и Ревдинского массивов диориты, кварцевые диориты и плагиограниты прорывают породы шемурской свиты верхнего ордовика - нижнего силура. Значения абсолютного возраста габброидов северорудничного комплекса, полученные с помощью К-Аг метода в Тагило-Кушвинском районе, находятся в пределах 420-430 млн. лет. Полученные при проведении ГДП-200 соседнего с севера листа О-40-XXIV геохронологические датировки дали диапазон 400-458 млн. лет [Генералов и др., 2001ф].

Нашими работами в пробе 2716/1 U-Pb методом для 14 цирконов (кроме 2.1 и 5.1) получен конкордантный возраст $418,6 \pm 3,4$ Ma, содержание U = 50-196, Th = 39-140, Th/U = 0,36-0,74 (Рис. 57), что в целом согласуется с приведенными цифрами и, на наш взгляд, может соответствовать истинному возрасту комплекса (S₂), по крайней мере второй его фазы.

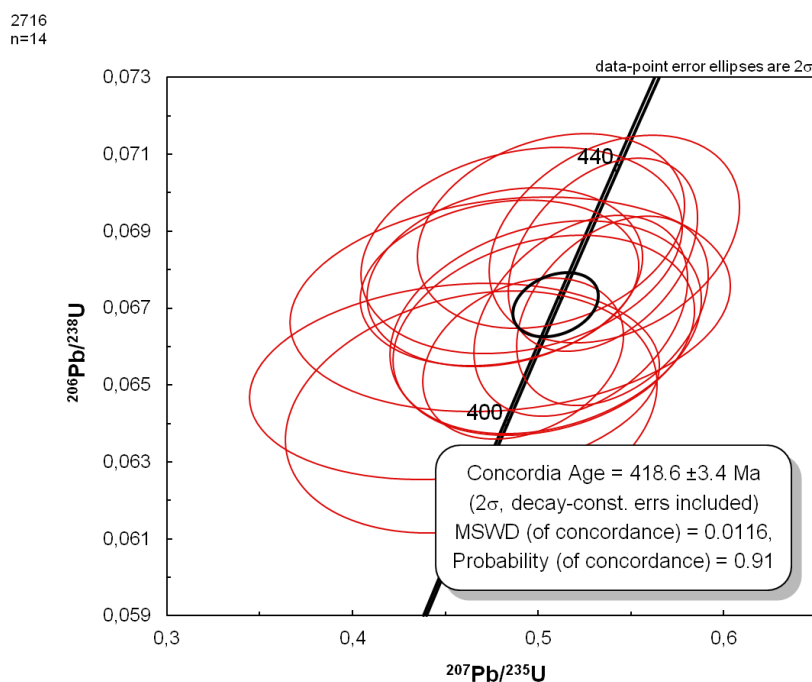


Рис. 57. U-Pb эрохрона с конкордией для проанализированных цирконов из кварцевых диоритов пробы 2716.

Ранне-позднесилурийский возраст комплекса принят в соответствии с «Легендой...», 2009».

Аптечногорский вулканический комплекс

Комплекс включает в себя лавовые фации субщелочных базальтоидов одноименной свиты и субвулканические образования, представленные эссексит-долеритами и трахи-базальтами. Образования свиты распространены в пределах центральной части Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры. Типичными породами аптечногорского комплекса являются подушечные и массивные лавы базальтов, нередко с прослоями лавокластитов, реже туфов. Субвулканические образования, судя по разрезу скважины 2705 [Десятниченко, 1976], имеют значительное распространение, как пластовые и секущие тела. Однако на карте показаны весьма ограничено вследствие недостаточной обнаженности. Мощность тел колеблется от 2,6 м до 50 м и более, по простиранию они не прослежены.

В физических полях область распространения комплекса фиксируется локальными аномалиями магнитного поля интенсивностью до 250-300 нТл. На карте вертикальной составляющей градиента аномального поля силы тяжести площади максимальной мощности развития образований комплекса выделяются локальными аномалиями интенсивностью до 2,0-2,3 мГал/м. Магнитная восприимчивость колеблется в пределах от 0,5 до

70×10^{-3} ед. СИ при средних значениях 20×10^{-3} ед. СИ, плотность – от 2,71 до 3,14 г/см³, в среднем – 2,78-2,80 г/см³

Характеристика лавовых фаций комплекса приведена в разделе «Стратиграфия». Субвулканические и дайковые фации комплекса это серовато-коричневые среднезернистые, иногда порфировидные массивные породы. Под микроскопом структура пород порфировая, долеритовая, близкая к толеитовой. В целом полевые шпаты слагают до 50% объема породы. Редкие порфировые выделения плагиоклаза и калий-натрового полевого шпата размером от 1,5 до 2,5 мм образуют слабо удлиненные таблички с резкой зональностью и простым двойникованием. В центре интенсивно пелитизированный К-На полевой шпат, по краям альбит. Плагиоклаз основной массы образует удлиненные узкие полисинтетически сдвойникованные призмы с элементами зональности длиной от 0,2 до 1,5 мм. Призматические зерна плагиоклаза идиоморфны и расположены хаотично. Угловатые промежутки между ними выполнены зернами пироксена, часть из которых также идиоморфна. Пироксен (12-15% объема) свежий, размером 0,1-0,2 мм. Вместе с пироксеном и вне зависимости от него некоторые интерстиции выполнены агрегатом хлорита и амфибола. Из вторичных минералов отмечаются соссюрит, развивающийся по плагиоклазу и минералы группы эпидота, совместно с актинолитом частично замещающие пироксен. Слабо лейкоксенизированный титаномagnetит в количестве 15-20% присутствует в виде обильных ксеноморфных зерен, соизмеримых с зернами пироксена. В виде единичных зерен присутствует сфен.

На диаграмме TAS (Рис. 29) субвулканиды комплекса расположены в полях щелочных пикробазальтов - трахибазальтов и щелочных базальтов – трахиандезиба-зальтов и, в целом, близки составам лавовых фаций.

Содержание РЗЭ в вулканитах аптечногорского комплекса (Рис. 58, проба 203-3) приближается к хондриту, превосходя его на порядок. Отмечается слабый Eu максимум. По отношению к N-базальтам СОХ породы обогащены Pb и, в меньшей степени Ba. Субвулканиды комплекса (проба 202) обогащены легкими РЗЭ, что свидетельствует о деплетированности исходной магмы в процессе эволюции комплекса. По сравнению с базальтами СОХ субвулканиды обогащены Ba, Rb, K, Th, U, Nb и Ta.

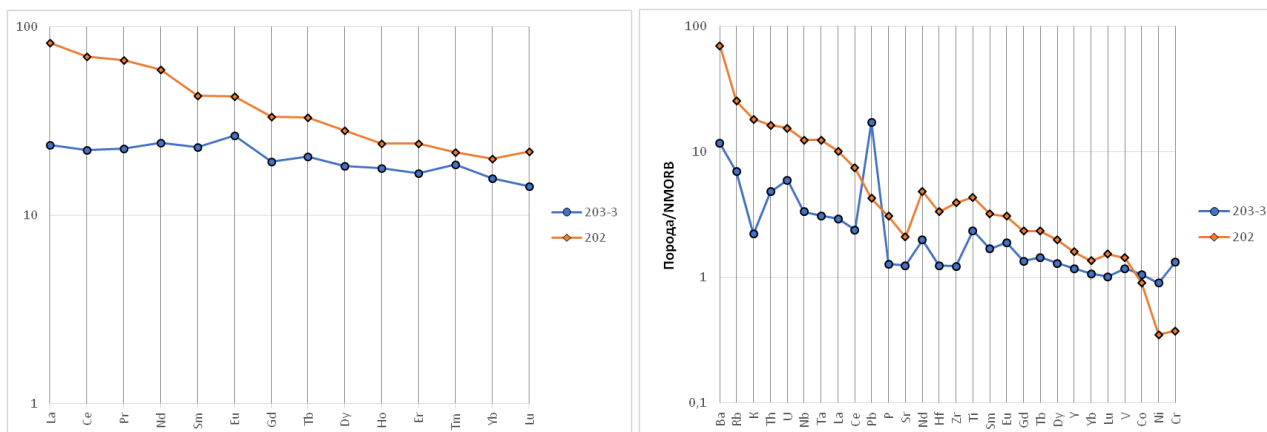


Рис. 58. Графики распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (по [Boynnton W.V., 1984]) и рассеянных элементов, нормированных к N-MORB (по [Sun, McDonough, 1989]) в породах аптечногорского вулканического комплекса.

Возраст аптечногорской свиты и, соответственно, комплекса на основании довольно многочисленных палеофаунистических находок принимается пражским ярусом нижнего девона (см. раздел «Стратиграфия»).

МЕТАМОРФИЗМ

Региональный метаморфизм.

Метаморфические преобразования в пределах Ревдинской площади, относящиеся к региональному метаморфизму, подразделены на две основные фации: зеленокаменной и зеленосланцевой, и эпидот-амфиболитовой.

Региональный зеленокаменный и зеленосланцевый метаморфизм.

Метаморфические преобразования, связанные с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами различного возраста начиная с указарской свиты венда и заканчивая вулканитами верхнего девона на площади листа метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Основными причинами проявления зеленокаменных изменений является продолжение вулканической деятельности в период её затухания. Многие исследователи не связывают проявление этого типа метаморфизма с образованием плутогенных массивов и тел, но исключать энергетическое влияние магматических процессов на зеленокаменные изменения нельзя. Зеленокаменным изменениям пород основного состава предшествует уралитизация темноцветного минерала. Тектонический блок, сложенный отложениями указарской свиты (V) в настоящий момент, является структурой с проявлением полиметаморфизма. Породы протолита свиты, представленные базальтами, включая и миндалекаменные, туфы основного состава туффиты кремнистые, туфопесчаники, претерпели различные метаморфические и метасоматические преобразования. В

метабазальтовой части разреза можно наблюдать реликтовые порфировые структуры, где в качестве фенокристаллов выступает плагиоклаз и уже уралитизированный пироксен. Уралитизация самый начальный этап в преобразовании таких пород. Уралитовая роговая обманка по своему составу отвечает магнезиальным разновидностям амфиболов. Последующие зеленокаменные изменения приводят к образованию парагенезисов, в составе которых входят амфиболы актинолит-тремолитового ряда. Парагенезисы с актинолитом зафиксированы практически во всех структурно-формационных зонах и стратиграфических подразделениях, где присутствуют продукты основного вулканизма: актинолит+альбит+хлорит+эпидот; актинолит+альбит+хлорит; актинолит+хлорит+эпидот. Кроме того, в некоторых случаях появляются парагенезисы и без актинолита: альбит+хлорит+эпидот, эпидот+хлорит+кварц.

При изучении фрагмента хомасьинской свиты на ст. Поволошная, где в составе вулканогенно-осадочной толщи присутствуют карбонатные породы, зафиксирован парагенезис хлорит+альбит+кварц+карбонат. При метаморфизме терригенных частей разрезов, как правило, возникает парагенезис кварц+альбит+серицит±хлорит. Зеленокаменные изменения на уровне пренит-пумпеллиитовых фаций. Продукты таких изменений зафиксированы в киргизском районе, принадлежавшему Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Некоторые исследователи рассматривают эти фации, как промежуточные между цеолитовой фацией и зеленосланцевыми образованиями. Пренит и пумпеллиит образуются по вулканическим породам основного состава нижнедевонского возраста аптечногорской свиты. Пренит, как правило, образует полные и агрегативные псевдоморфозы по основным плагиоклазу.

Влияние процессов плутонометаморфизма сиалического профиля, связанных с гранитообразованием, проходящем в коллизионный период развития территории, выражается в зеленосланцевом обрамлении, не только в перекристаллизации и раскристаллизации предшествующих парагенезисов зеленокаменных изменений, но появлением триоктаэдрической слюды. Появление биотита подчеркивает калиевый характер щелочности процессов метаморфических преобразований: кварц+альбит+биотит. Серицитизация в вулканогенно-осадочных и терригенных породах тоже является признаком этого метаморфизма: эпидот+хлорит+альбит+серицит: кварц+альбит+серицит±хлорит. Биотитовые парагенезисы зафиксированы и в отложениях Кваркушского поднятия: кварц±хлорит+серицит±биотит.

Эпидот-амфиболитовая фация выражена продуктами регионального регрессивного симатического плутонометаморфизма и локального прогрессивного метаморфизма в ультраосновных породах Верх-Нейвинского массива.

Регрессивный плутонометаморфизм проявлен после становления комплекса ультраосновных пород под воздействием морских и фреатических вод и выражается в широком развитии серпентинизации. Минеральные парагенезисы, состоящие из антигорита, талька актинолита и хлорита, характеризуют участки массива с реализацией метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации. На них накладываются лизардит-брусит-карбонатные изменения, где карбонатный минерал представлен магнезитом, отвечающие зеленосланцевой фации с температурами менее 380°С.

Фации локального прогрессивного метаморфизма проявлены в западном эндоконтакте массива, этот метаморфизм связан с изменениями термодинамических условий при перемещении массива в зоне тектонического нарушения. В продуктах зеленосланцевой фации присутствуют лизардит, брусит и магнетит последовательно сменяющиеся более высокотемпературными фациями этого типа метаморфизма на эпидот-амфиболитовые: хризотил-брусит-магнетитовую и антигорит-магнетитовую. Непосредственно в контакте массива откартированы зоны развития тальковых пород или талькитов. Сведения о полном минералогическом составе их ограничены, присутствие в них безжелезистых амфиболов тремолит – актинолитового ряда и появление магнетита за счет метасоматического замещения им хромшпинелидов. являются четкими индикатором метаморфизма, относящегося к прогрессивному этапу. Тремолитовый парагенезис с тальком и магнетитом отвечает амфиболитовой фации метаморфизма с температурами более 665°С.

Дислокационный метаморфизм приурочен, в основном, к крупным тектоническим швам.

Дислокационный метаморфизм зон субдукции. Главный Уральский Разлом (ГУР) представляет собой зону субдукции, в которой проявлен метаморфизм амфиболитовой фации по породам мариинского комплекса. Основной парагенезис может быть практически мономинеральным и состоит из фемической магнезиальной роговой обманки или роговая обманки с цоизитом, последний минерал развивается по плагиоклазу пород основного состава. Парагенезис формируется при температурах от 560° до 615° при давлениях относительно низких от 3 до 5,8 кбар, такие параметры характерны для границы между амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациями.

Дислокационный метаморфизм коллизионного этапа развития территории.

Дислокационный метаморфизм, наложенный на метаморфические образования ранних этапов, проявлен в зонах тектонических нарушений, на сорванных контактах интрузивных тел, подчеркивает границы между структурно-формационными зонами.

К этой группе процессов, относятся метаморфические преобразования, которые реализуются в локальных деструктивных зонах, включающих катаклаз, милонитизацию, специфическое минералообразование связанное с глобальными тектоническим перемещениями и коллизионными событиями, происходящими в позднее палеозойское время. Минералогически эти процессы проявляются в образовании парагенезисов, связанных со светлыми слюдами мусковитового типа и стильпно-мелановой минерализации. Стильпно-мелановая минерализация очень часто приурочена к зонам катаклаза, это хорошо проявляется в гранитоидах, вскрытых в карьере «Придорожный».

Проявления дислокационного метаморфизма в зонах смятия наблюдались в Билимбаевском карьере строительных материалов, где уже метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования указарской свиты смяты в складки, перемещаемые по зонам с микроскладками волочения, сопровождаемые трещинами кливажа осевой плоскости складок (Рис. 59).

Контактный метаморфизм и метасоматоз.

Образованию продуктов пропилитовой, березитовой, эйситовой, кварц-серицитовый, грейзеновой и уралитовой метасоматических формаций соответствуют определённые ассоциации минеральных парагенезисов.

Для *пропилитовых парагенезисов*, развивающихся по породам чаще всего основного состава, но есть примеры, когда наблюдаются локальные зоны пропилитовых изменений по породам более кислого состава (скв. С-9). Пропилитовый парагенезис, состоящий в основном из кварца, эпидота, альбита и хлорита, сопровождается прожилковой халькопиритовой минерализацией, и наблюдается на Билимбаевском карьере в породах указарской свиты. Локальные зоны пропилитов отмечены в скв. С-10, и в уралитизированных породах Первоуральского месторождения титаномагнетитовых руд. Для метасоматических колонок пропилитов характерно присутствие борсодержащей минерализации аксенита и турмалина. Березитовые и эйситовые метасоматические колонки выявлены при документации разрезов козинской свиты около ст. Дидинский тоннель. Кварц-анкерит-серицитовый и кварц-анкерит-альбитовый парагенезисы формируют зонарные ореолы небольших параметров.

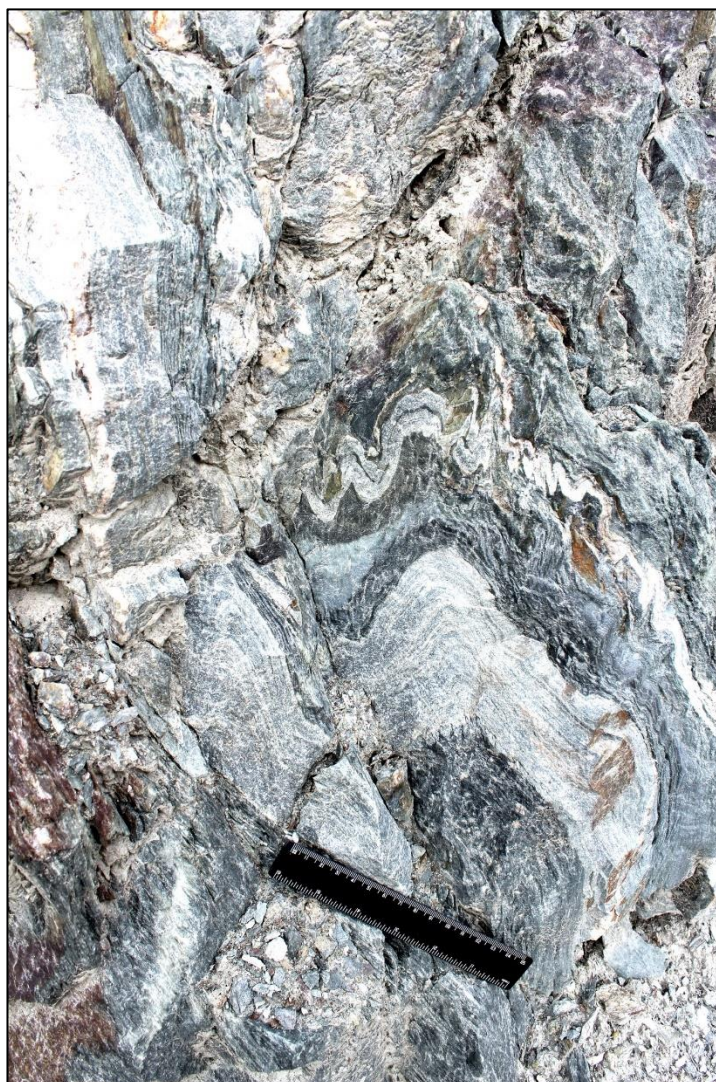


Рис. 59. Микроскладки волочения в отложения указарской свиты. Билимбаевский карьер.

Грейзеновая формация представлена двумя фациям: собственно кварц-мусковитовыми грейзенами по гранитоидам (Придорожный карьер) и инфильтрационные слюдиты (флогопитсодержащие парагенезисы) в западном экзоконтакте Верх-Нейвинского массива ультраосновных пород (скв. С-10). Небольшие по мощности зоны кварц-серицитовых метасоматитов задокументированы в борту Билимбаевского карьера. *Метасоматическая уралитизация* имеет место быть на Первоуральском месторождения, она сопровождается титаномagnetитовую минерализацию. [Грязнов, 1992] Амфиболы уралитовой метасоматической формации относятся к ферричермакитам.

Все метасоматические преобразования на площади листа, описанные выше, проявлены весьма локально и в узких зонах, поэтому не представляют большого интереса в металлогеническом плане.

ТЕКТОНИКА

Территория листа О-40-XXX расположена в пределах Уральской складчатой системы, в области сложного сочленения её с Восточно-Европейской платформой на широте Среднего Урала. В структурном плане рассматриваемой территории выделяется два разнородных структурных сектора (мегаблока) с разными палеотипами земной коры: западный палеоконтинентальный (восточная окраина ВЕП), занимающий наибольшую часть листа, сложенный структурно-вещественными комплексами, сформированными в условиях континентальной окраины, и восточный палеоостроводужный (Тагильский), представленный многочисленными, сложными по составу структурно-вещественными комплексами, продуцированными в процессе зарождения, развития и эволюции островодужной системы, сформированной в условиях Уральского палеобассейна. Палеоконтинентальный и палеоостроводужный мегаблоки (сектора) разделены крупнейшим структурообразующим линеаментом складчатой системы – Главным Уральским разломом глубинного заложения западной вергентности. Мегаблоки различаются глубинным строением, вещественным составом и характером деформаций слагающих их комплексов.

Палеоконтинентальный сектор охватывает структуры Центрально-Уральского поднятия, Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны и примыкающего к ней со стороны платформы Предуральского краевого прогиба. Данные структуры имеют единый с платформой дорифейский кристаллический фундамент, блоково-ступенчатое строение которого чётко выражается в изометричном, «сундучном» строении крупных по размерам (сотни километров в поперечнике) аномалий магнитного и гравитационного полей, часто с субширотной и диагональной, сквозной ориентировкой аномальных зон, их осей и градиентов. Блоково-ступенчатое строение дорифейского фундамента образовано в процессе эпейрогенеза, контролируемого ортогональной системой разломов. Крупные субмеридиональные блоки фундамента в средней части листа О-40-XXX (на широте пос. Билимбай) «секутся» поперечной широтно ориентированной зоной глубинного «слепого» разлома общей шириной около 7-10 км. Структурообразующее влияние данного разлома на перекрывающие фундамент рифейские и палеозойские СВК отражается в крутом изломе и байкальских, и каледоно-герцинских складчатых структур.

В результате эпейрогенеза в рельефе фундамента возникли характерные эпикратонные структурные парагенезисы: каждому приподнятому тектоническому блоку отвечает ступенеобразный выступ, опущенному – впадина, а между ними расположены промежуточные структурные террасовидные ступени. По геофизическим данным [Соколова, 2008ф], поверхности нижнепротерозойских образований залегают соответственно на

глубинах: 2-4 км (вершины выступов), 5-6,5 км (структурные террасы) и 7-8 км (впадины).

Рифейские образования неравномерно перекрывают расчлененный рельеф кристаллического фундамента. В платформенной области они составляют промежуточный, авлакогенный комплекс, залегающий в разных тектонических блоках на глубинах 2-6 км, заполняя впадины и опущенные ступени. Во внутренней зоне Предуральского краевого прогиба рифейский авлакогенный комплекс вскрыт Аракаевской ОПС на глубине 5120 м. Комплекс представлен квацитопесчаниками среднего рифея, прорванных пластовой интрузией долеритов мощностью 40 м. В этой зоне рифейский СВК повсеместно перекрывается плащеобразно вендским терригенным комплексом мощностью до 300 м.

В пределах ЦУПа возрастные аналоги рифея и венда выходят на современный уровень эрозионного среза в составе Уфалейской и Кваркушко-Каменногорской СФЗ в виде «разрезов геосинклинального типа». Залегающие выше по разрезу ранне - среднепалеозойские комплексы большей частью входят в состав Бельско-Елецкой СФЗ, и только относительно небольшие участки на юге площади относятся к Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

В пределах краевого прогиба вендские образования перекрыты характерным платформенным чехлом, в основании которого залегает единый с Восточно-Европейской платформой девонско-каменноугольный терригенно-карбонатный плитный комплекс («карбонатная плита»). Платформенная карбонатная плита уверенно прослеживается сейсморазведкой (МОВ ОГТ) с запада на восток через весь крайовой прогиб в виде выдержанной моноклинали, полого (под углом 1-3°) наклоненной на восток с соответствующим увеличением мощности перекрывающего нижнепермского терригенного комплекса (от 1,5 км во внешней зоне прогиба до 2,7 км во внутренней). При этом возрастной диапазон нижней перми с продвижением к востоку наоборот все время сужается до нижних стратиграфических горизонтов при резком увеличении их мощности. Восточная граница карбонатной плиты на глубинах более 1 км погребена под Главным Западно-Уральским надвигом [Соколова, 2002ф; Рыбалка, 2004ф].

Восточный палеоостроводужный сектор представлен структурами Тагильской мегазоны, для которой характерны градиентно дифференцированное гравитационное поле и вытянутые в субмеридиональном направлении аномалии магнитного поля, сопряженные с разнополярными, изометрично-зональными магнитными аномалиями, связанными с крупными полиформационными плутонами.

Следует подчеркнуть, что в пределах описываемой территории в очень узкой (5-15 км в поперечнике) субмеридиональной полосе Тагильской мегазоны прослеживаются тектонически сгруженные структурно-вещественные комплексы, отвечающие

последовательному ряду геодинамических обстановок формирования океанической коры и обширной долгоживущей островодужной системы (с запада на восток): надсубдукционный рифтогенез – юная дуга – развитая дуга – зрелая дуга – остаточная дуга.

Таким образом, в размещении структурно-вещественных комплексов по площади в целом наблюдается последовательная структурно-формационная зональность, отражающая процессы деструкции эпибайкальской континентальной коры, зарождения океанической коры и эволюционного формирования на ней островодужной коры уральского типа, которые завершились в средне-позднепалеозойскую эпоху тектогенеза аккрецией ранее образованных СВК. В результате сформировалась сложно дислоцированная складчато-надвиговая система с пространственно сближенными палеоформационными комплексами, образовавшимися в разных геодинамических обстановках.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

В строении района принимают участие осадочные, вулканогенно-осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы пород, датируемых в интервале от раннего протерозоя до кайнозоя включительно, в различной степени дислоцированных и метаморфизованных. В вертикальном разрезе района на уровне эрозионного среза домезозойских образований выделяются два характерных для Уральского региона структурных этажа: байкальский и каледонский. Зональное распределение структурно-вещественных комплексов (СВК) разных структурных этажей по площади отображено на схемах структурно-формационного районирования.

Байкальский – рифейско-среднекембрийский [Водолазская, 2015] структурный этаж в пределах района сложен СВК, сформированными в условиях континентального рифтогенеза. Данные континентальные образования представляют собой консолидированные байкалиды, которые послужили в последующие эпохи подножием для наложенных на них палеозойских комплексов и структур (уралид). На уровень эрозионного среза байкалиды выведены в приподнятых тектонических блоках ЦУПа: Каменногорском и Уфалейском горстах.

Структурный этаж на данной территории состоит из двух разнородных по составу структурных ярусов: *верхнерифейского и вендско-нижнекембрийского*. Нижний ярус представлен двумя комплексами пород (PRF3): карбонатно-терригенным и терригенным, широко распространенными в пределах Каменногорского горста (блока). Вдоль западной границы этой структуры на уровне эрозионного среза прослеживается относительно узкая полоса верхнего структурного яруса, сложенного молассоидами верхнего венда (PV2).

В Уфалейском блоке на уровне эрозионного среза ядро антиклинорной структуры составляют породы вендско-нижнекембрийского яруса, объединенные в парагенезис метаморфизованных пород базальт-риолитовой, гнейсогранитовой (*битимский комплекс*) и терригенной формаций (комплекс **PV-Є1**). Битимский комплекс малых умереннощелочных гранитоидных интрузий, входящий в состав ассоциации, впервые датируется в интервале раннего венда-раннего кембрия.

Каледоно-герцинский, («уральский») – верхнекембрийско-триасовый [Государственная ..., 2014] структурный этаж на площади листа О-40-XXX сложен осадочными, вулканогенно-осадочными и вулканогенными позднекембрийско-раннепермскими породами, включая ассоциирующие с ними разновозрастные интрузии различного состава. Формирование данных СВК в целом соответствует полному циклу развития уралид, залегающих со стратиграфическим и структурным несогласием на байкалидах.

Структурный этаж составляют СВК трёх структурных ярусов: верхнекембрийско-нижнедевонского, девонско-среднекаменноугольного и среднекаменноугольно-раннепермского. При этом СВК верхнекембрийско-нижнедевонского яруса распространены как в континентальном, так и в палеоостроводужном секторах.

Верхнекембрийско-нижнедевонский ярус. В западном секторе в основании уралид залегают сформированные в условиях континентального рифтогенеза раннепалеозойские комплексы, сложенные породами терригенной (козинская и саранхапнерская свиты) и базальтоидно-терригенной (хомасинская свита) формаций – комплексы **РЄ3–О1** и **РО1-3** соответственно. С козинской свитой парагенетически связаны дайки и мелкие гипабиссальные тела *козлинского граносиенит-щелочногранитового комплекса*, датируемого средним-поздним ордовиком. Дополнительно к полосе распространения сарнхапнерской свиты пространственно приурочены наложенные мелкие гипабиссальные интрузии *хомутовского граносиенит-гранитового комплекса*. Данный комплекс является индикатором раннесилурийской тектоно-магматической активизации.

Полоса распространения указанных комплексов прослеживается вдоль границ Центрально-Уральского поднятия в составе Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Вверх по разрезу залегают породы глинисто-терригенно-карбонатного комплекса (**ШО3–D1**) и синхронного ему кремнисто-терригенно-базальтоидного комплекса (**СКО2–D1**), сформированные соответственно в условиях шельфа и континентального склона пассивной окраины континента. Данные комплексы картируются частью в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ и частью в Бардымско-Киргишанской аллохтонной зоне.

В палеоостроводужном секторе, к востоку от Главного Уральского разлома, в основании разреза залегают метаморфизованные базальтоиды *выйской свиты* (серия натриевых

базальтов) и синхронные им метагаббро и метадолериты *маршинского комплекса*, а также комплекс параллельных долеритовых даек ($\text{PCO}_2\text{-3}$). Данные комплексы, включая ассоциирующие с базальтоидами метаморфизованные углеродисто-кремнистые и известковистые сланцы, сформированы в условиях надсубдукционного рифтогенеза. Предполагается, что в этой же обстановке, но на более глубоких уровнях земной коры, был сформирован дунит-гарцбургитовый *серовский комплекс* (PCO_2), породы которого выведены на уровень эрозионного среза в Верх-Нейвинском плутоне, расположенном в Восточно-Тагильской структурной зоне.

Западно-Тагильская зона к востоку от долеритового «пояса» имеет линзовидно-полосчатое строение. Линзовидные блоки, состоящие из комплексов, сформированных в условиях юной дуги, сложены породами базальт-риолитовой и диорит-плагиогранитовой, формаций (комплексы $\text{ЮДО}_3\text{-S}_1$; ЮДС_1). Комплексы, сформированные в условиях развитой дуги, представлены базальт-андезит-риолитовой, габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-норитовой формациями (PDS_1); андезито-базальтовой и габбро-диорит-гранитовой формациями (PDS_{1-2}). Комплексы зрелой дуги представлены базальт-трахитовой формацией ($\text{ЗДС}_2\text{-D}_1$). Разрез завершается маломощной, но выдержанной по простираению толщей пород вулканогенно-кремнисто-карбонатной ассоциации (комплекс ОДД_1).

Девонско-среднекаменноугольный ярус. Структурно-вещественные комплексы данного яруса встречаются на территории западного континентального мегаблока в полосе Бельско-Елецкой СФЗ. Полный возрастной диапазон структурного яруса представлен осадочными породами карбонатной и терригенно-карбонатной ассоциаций, сформированных в условиях шельфа пассивной окраины континента ($\text{ШД}_1\text{-C}_2$). Данные комплексы пород составляют большую часть разреза Западноуральской складчато-надвиговой мегазоны.

Кроме того в составе Бардымско-Киргизанской аллохтонной зоны выделяется комплекс кремнисто-терригенных пород, предположительно сформированный в условиях подножия склона континентальной окраины (СКД).

Среднекаменноугольно-нижнепермский (*позднерцинский*) ярус связан с проявлением в Уральском регионе коллизионных процессов, в результате которых образуется Предуральский краевой прогиб, последовательно заполняющийся мощными толщами терригенных флишевых и молассовых осадков (КПР_1). При этом предполагается, что накопление флишеидных толщ началось в среднем карбоне в обстановке так называемых флишевых трогов (ППС_{2-3}), располагавшихся в пределах Бельско-Елецкой СФЗ.

Анализ сейсмофаций по сети профилей МОВ ОГТ на участке Аракаевской опорно-параметрической скважины показал, что в пределах восточной окраины Предуральского краевого прогиба (внутренняя зона) расслоенные пачки нижнепермского терригенного комплекса имеют западное падение и с угловым и структурным несогласием залегают на слоистой карбонатно-терригенной каменноугольной толще, имеющей устойчивое пологое восточное падение [Соколова, 2008ф, Рыбалка, 2004ф]. Надежность анализа, проведенного по схеме секвентной стратиграфии, основанной на сейсмических секвенциях [Геоисторческий..., 1999], подтверждается корреляцией сейсмических разрезов с данными Аракаевской скважины, что отражено на совмещенных в одну вертикальную плоскость геологическом и сейсмическом разрезах по линии А1-А2.

Кайнозойские образования на территории листа О-40-XXX представлены глинисто-терригенными фациями неогена и корами выветривания. На площади они имеют лоскутное распространение в виде незначительных по размерам участков.

Кайнозойские образования на Чеботаевском участке представляют собой частично перемещенные продукты разрушения вскрытого эрозией тектонического меланжа в основании Киргишанского аллохтона. Данные образования, перемешанные в разрезе с первичными тектонитами, не поддаются четкой формационной диагностике и условно отождествлены с неогеновыми отложениями наурзумской свиты, без выделения комплекса в конкретный (кайнозойский?) структурный этаж.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На территории листа О-40-XXX выделяются следующие тектонические структуры I порядка: Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона и Центрально-Уральское поднятие в составе континентального сектора, и Тагильская мегазона в составе палеоостроводужного сектора. Последовательная характеристика структур приводится по секторам в соответствии с возрастным диапазоном слагающих их комплексов и эволюционной направленностью формирования Уральской складчатой системы.

Центрально-Уральское поднятие

Центрально-Уральское поднятие располагается в восточной части континентального сектора в виде субмеридионального продольного горста шириной 10-25 км, ограниченного с востока Главным Уральским, а с запада Чусовским и Сухореченским разломами, все западной vergentности. Горст состоит из двух резко различающихся по строению тектонических блоков: Каменногорский и Уфалейский. Докембрийские образования, слагающие тектонические блоки, входят в состав Кваркушко-Каменногорской и

Уфалейской СФЗ соответственно. Блоки разделены на широте п. Билимбай узкой зигзагообразной субширотной седловиной, подчеркивающей кулисообразное сочленение указанных структурных зон. При этом на Билимбаевском участке происходит перегиб Центрально-Уральского горста: северный блок имеет северо-северо-западную ориентировку, а южный северо-северо-восточную. Оба крупных блока раздроблены второстепенными разломами на более мелкие тектонические, складчатые блоки.

Каменногорский блок сложен породами байкальского структурного этажа, которые по периферии обрамляются узкой полосой пород каледоно-герцинского этажа. В центральной, осевой, части блока залегают интенсивно дислоцированные, метаморфизованные терригенные породы верхнего рифея Кваркушско-Каменногорской СФЗ (метасланцы, метапесчаники, кварциты терригенного комплекса PRF₃). Слоистые и рассланцованные толщи смяты в многочисленные мелкие складки преимущественно субмеридиональной ориентировки. При этом поверхность зеркала складчатости имеет уплощенную форму и пологое залегание, образуя в более мелких тектонических блоках своеобразные структурные ступени. В Западном складчатом блоке ранее нивелированная эрозией ступень шириной 1-3 км, расположенная висячем боку Чусовского разлома, послужила ложем для накопления толщи вендских молассоидов (комплекс PV₂), с размывом залегающих на рифейских образованиях. Вендские отложения, в свою очередь, плащеобразно перекрываются толщей карбонатных и терригенно-карбонатных отложений нижнего-среднего девона, которые наиболее широко распространены в южной обрамляющей седловине. В основании девонской терригенно-карбонатной толщи залегает маломощный прослой кварцевых песчаников *такатинской свиты*, играющий роль маркирующего горизонта подошвы герценид в описываемой структурной зоне.

В восточном крыле Каменногорского блока на терригенный рифей надвинут узкий клиновидный в сечении блок, сложенный терригенно-карбонатным комплексом пород *клыктанской свиты* верхнего рифея (комплекс PRF₃). На рифейские образования, в свою очередь, надвинуты по эшелонированной системе листрических разломов клиновидные блоки интенсивно дислоцированного каледоно-герцинского структурного этажа, сложенного преимущественно терригенно-карбонатными породами (комплексы ШОЗ–D₁ и ШD₁–C₂). Данный эшелонированный структурный ансамбль объединяется в узкую Шишимскую дислокационную зону.

Интрузивные образования в Каменногорском блоке представлены единичными несистемными мелкими телами *сарановского ультрамафит-габбрового комплекса*, датированного поздним кембрием-ранним девоном, и *кваркушского габбро-долеритового комплекса*, датированного ранним вендом.

Уфалейский блок ограничен с запада Сухореченским, а с востока Главным Уральским глубинным разломом. Он имеет асимметричное строение и состоит из трёх продольных неоднородных зон, разделённых Битимкинским и Шайтанским разломами. Докембрий СВК, слагающий тектонический блок, входит в состав Уфалейской СФЗ. Палеозойские СВК, распространенные в составе блока, частью входят в состав Бельско-Елецкой СФЗ, а частью в Зилаиро-Лемвинской СФЗ с градацией в узкой полосе на ряд подзон. Неоднородность слагающих Уфалейский блок СВК подчёркивается наличием здесь, в отличие от Каменногорского, многочисленных градиентов, ограничивающих линейно вытянутые локальные аномалии магнитного и гравитационного полей.

Осевая зона Уфалейского тектонического блока представляет собой относительно узкий (2-10 км в поперечнике) Центальноуфалейский складчатый блок, сложенный породами верхнерифейско-нижневендского структурного яруса, участками с несогласием перекрытых покровом пород верхнекембрийско-нижнеордовикского терригенного комплекса. Нижний структурный ярус представляет собой парагенезис метаморфизованных пород контрастной базальт-риолитовой и апотерригенной формаций Уфалейской СФЗ (комплекс **PV1**) мощностью до 1850 м, с которыми ассоциируют венд-раннекембрийские гранитоиды *битимского комплекса* в виде мелких разнгейсованных линзовидных тел. Участками встречаются скопления гранодиоритовых даек *чусовского комплекса*, датируемого ранним-средним ордовиком.

Раннепалеозойские метатерригенные породы верхнего структурного яруса (комплекс **РСЗ–О1**), перекрывающие с несогласием венд, распространены не только в осевом блоке, но и в Восточноуфалейском складчатом блоке, динамично надвинутом к западу на рифей-вендские образования. С метатерригенным комплексом ассоциируют граносиениты *хомутовского комплекса* (**TS1**), представленные многочисленными мелкими телами и малыми интрузиями. Выше по разрезу в Восточноуфалейском блоке залегают расланцованные ранне-среднеордовикские metabазиты *хомасинской свиты* (комплекс **РО1-3**), которые прослеживаются протяжённой полосой в лежащем боку Главного Уральского разлома. На уровне эрозионного среза раннепалеозойские комплексы к северу сужаются, интенсивнее дислоцированы и на широте пос. Починок полностью выклиниваются.

Западный фланг Уфалейского тектонического блока, ограниченный Сухореченским и Битимкинским надвигами, выделяется в условную *Билимбаевскую дислокационную зону*, включающую многочисленные, многократно чередующиеся мелкие блоки разновозрастных, разнородных пород. Слагающие дислокационную зону различные ордовикско-каменноугольные СВК формировались в условиях континентального рифтогенеза, шельфа, континентального склона и подножия, но в современном плане размещены не

системно, а произвольно, хаотично. Указанные особенности тектонического строения обусловлены приуроченностью описываемой структуры к эшелонированной системе надвигов и сдвига-надвигов, по которым тектонически приподнятый Центрально-Уральский горст надвинут на палеозойские СВК Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. Билимбаевская дислокационная зона, очевидно, представляет собой участок наибольшего динамического напряжения, обусловленного грандиозной герцинской перестройкой земной коры в Уральском регионе. На это, в частности, указывают резкие, зигзагообразные изломы всех тектонических структур ЦУПа, связанные с кулисным сочленением Каменногорской и Уфалейской структурных зон. Соответствующие им изменения морфологии аномальных зон и локальных аномалий как магнитного, так гравитационного полей, наблюдаются на широте г. Первоуральск.

Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона

Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона располагается непосредственно к западу от Центрально-Уральского поднятия, от которого она отделена Чусовским и Сухо-реченским разломами. Западная граница мегазоны проводится вдоль Главного Западно-Уральского надвига, сместитель которого является современной восточной границей распространения нижнепермских отложений Предуральского прогиба. Ширина описываемой мегазоны составляет 12-30 км. В пределах листа О-40-XXX мегазона представлена Язьвенско-Чусовской складчато-надвиговой зоной, которая состоит из двух тектонических блоков: Чусовского на северной половине и Дружининского на южной. При этом в составе Дружининского блока выделяется крупная автономная структурная форма – Бардымско-Киргишанская аллохтонная структура. Характерно, что северный блок ориентирован в северо-западном направлении, параллельно пограничному Чусовскому разлому, а южный ориентирован в северо-северо-восточном направлении, параллельно Сухореченскому разлому. Блоки различаются особенностями строения на всех уровнях: в кристаллическом фундаменте, в промежуточном байкальском комплексе и в верхнем каледоно-герцинском структурном этаже. Граница между блоками чётко не выделяется. На уровне фундамента они разделены широкой диагональной тектонической зоной, а на поверхности граница условно проводится по ломаной линии вдоль Лысогорского и Кузинского разломов.

В поперечном разрезе Западно-Уральской мегазоны выделяется две крупные складчатые структуры: антиклинальная в восточной полосе и сопряженная с ней синклиналичная в западной. Обе складки прослеживаются на всём протяжении мегазоны, меняя размах крыльев от 7 до 15 км каждая. Крупные структуры осложнены более мелкой конкордантной складчатостью. В Чусовском блоке оси складок ориентированы в северо-западном

направлении, а в Дружининском блоке – в северо-северо-восточном направлении. Восточные крылья антиклинальных структур в северном и южном блоках срезаны пограничными разломами. В ядрах антиклиналей в обоих случаях залегают терригенные комплексы байкальского структурного этажа. Они перекрываются вышележащими средне-палеозойскими терригенно-карбонатными комплексами каледоно-герцинского структурного этажа, которые в составе Бельско-Елецкой СФЗ сформированы в условиях шельфа пассивной континентальной окраины. Разрез палеозоя начинается с раннедевонских терригенных и карбонатных образований. При этом, залегающие в основании разреза терригенные породы *такатинской свиты* (комплекс **ШД1–С2**), развиты только на склонах Каменногорского горста, включая пограничную Билимбаевскую седловину. В сводах антиклиналей большей частью залегают позднедевонские и раннекаменноугольные карбонатные и терригенно-карбонатные комплексы суммарной мощностью 2-2,5 км в Дружининском блоке и 1-2 км в Чусовском блоке.

Западные крылья указанных антиклиналей плавно переходят в крупную протяженную синклинальную структуру, сложенную девонско-каменноугольными карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями общей мощностью 3-4 км, которые тектонически перекрыты в южной части Бардымско-Киргишанским аллохтоном. В основании разреза указанной синклинальной структуры, являющейся собственно автохтоном, на всем протяжении залегают девонско-среднекаменноугольные комплексы (**ШД1–С2**), сформированные в условиях шельфа пассивной окраины континента. А ядра синклинальной структуры, в том числе погребенные под аллохтоном, сложены каменноугольными карбонатно-терригенными флишоидами, сформированными уже в коллизионную стадию, в полосе так называемых флишевых трогов (комплекс **ППС2-3**).

При этом, в северной части Чусовского блока в широкой полосе позднекаменноугольных флишоидов, на локальном участке, в районе пос. Староуткинск, в ядре одноименной синклинали залегают нижнепермские терригенные породы, аналогичные отложениям Предуральского прогиба. Южнее в Дружининском блоке кровля флишоидов, имеющая форму трога, опущена на глубину около двух километров и перекрыта сложно построенным тектоническим покровом в виде обособленной, автономной структурной формы, охарактеризованной далее по тексту.

Западное крыло описываемой синклинальной структуры автохтона осложнено полого наклонным на восток сместителем Главного Западно-Уральского надвига, по поверхности которого флишоидные, терригенно-карбонатные и карбонатные средне-верхнепалеозойские толщи Западно-Уральской мегазоны фронтально надвинуты на аналогичные им, интенсивно дислоцированные осадочные толщи Предуральского краевого прогиба.

По структурным построениям горизонтальная амплитуда надвига достигает 7-8 километров.

Бардымско-Киргишанская аллохтонная структура

Бардымско-Киргишанская аллохтонная структура размером 15х50 км является автономной структурной формой 2-го порядка, расположенной в южной части Западноуральской мегазоны. Аллохтонная структура состоит из серии крупных тектонических пластин различной мощности и размеров. В вертикальном разрезе она имеет двухярусное строение: параавтохтон в нижнем ярусе и тектонический покров (Киргишанский шарьяж) в верхнем ярусе. Автохтоном являются толщи каменноугольных карбонатно-терригенных флишоидов, слагающих ядра вышеописанной синклинальной структуры Западноуральской мегазоны.

Нижний ярус собственно Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры сложен силурийско-раннедевонскими карбонатными и терригенно-карбонатными комплексами, сформированными в условиях шельфа пассивной окраины, аналогами таких же комплексов, расположенных непосредственно восточнее в структуре Дружининского блока. На основании этого предполагается, что при формировании складчато-надвиговых структур мегазоны тектонические пластины нижнего яруса аллохтонной структуры были перемещены на относительно небольшие расстояния и диагностируются как активные пластины параавтохтона сложного строения.

В целом параавтохтон представляет собой крупную тектоническую пластину корытообразной формы толщиной 1200-1500 м, разбитую продольными разломами на серию более мелких блоков в виде тектонически сгруженных пластин, включая наиболее крупные: Шанинско-Демидскую, Западнокиргизанскую и Атигскую. Первые две представляют западное крыло параавтохтона, выходящее на поверхность, а последняя – восточное крыло. Расположенная в западной, фронтальной части надвига обособленная Шанинско-Демидская тектоническая пластина, сложена в отличие от более восточных блоков средне-позднекаменноугольными карбонатно-терригенными флишоидами (комплекс ППС2-3), которые подстилаются девонскими карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями (ШД1–С2). С востока на флишоидную толщу надвинута по одноименному надвигу Западнокиргизанская пластина. Разрез которой, как и всех центральных и восточных блоков параавтохтона коррелируется с разрезом восточной антиклинальной структуры Дружининского блока, включая силурийские терригенно-карбонатные отложения колчимской свиты в основании (комплекс ШОЗ– D1) и девонские терригенно-карбонатные отложения в кровле (комплекс ШД1–С2).

Киргишанский шарьяж представляет собой полого залегающий в верхнем ярусе автономной аллохтонной структуры тектонический покров толщиной 300-1000 м. Покров сложен среднеордовикско-девонскими породами кремнисто-терригенно-базальтовой и кремнисто-терригенной формаций, сформированными в условиях подножия континентального склона пассивной окраины (комплексы **СКО₂–D₁** и **СКD₁–2**). Раннедевонские субщелочные базальтоиды, входящие в состав *аптечногорской свиты* (терригенно-базальтовый комплекс), по петрохимическим особенностям являются типичными платформенными образованиями, сопоставимыми с трапповой базальтоидной формацией. Они представлены оливиновыми трахибазальтами, слагающими лавовые покровы, и связанными с ними не выходящими на поверхность силлами эссекситов и кринанитов.

Тектонический покров имеет сложное чешуйчатое строение, обусловленное многочисленными послойными срывами различных по компетентности пород. Снизу, по поверхности шарьяжа, покров подстилается неравномерным слоем тектонических брекчий в виде тектонического меланжа, представляющего собой микститовый комплекс сложного состава и строения. Обломки различных по составу пород (как верхнего аллохтона, так и подстилающего параавтохтона) и разнообразной формы (угловатые, линзовидные, пластинчатые, грубо окатанные) погружены в алевро-пелитовый матрикс, интенсивно милонитизированный, с обилием зеркал скольжения. Мощность меланжевого прослоя, по данным бурения, в зависимости от рельефа подстилающих образований меняется от 30 до 240 м. Поднятые с глубины 500-1000 м тектонические брекчии и милониты представляют собой плотные, крепкие столбики керна, часто высоко абразивные за счет кремнистых обломков, которые в отсутствии горностатического давления быстро рассыпаются в рыхлую массу [Десятниченко, 1976ф]. По этой причине при эрозии эти образования легко размываются, и практически нигде уверенно не картируются при геологической съёмке. Отличить частично переотложенные элювиально-делювиальные образования по осадочному меланжу от вскрытых эрозией начальных тектонитов и разграничить их практически невозможно. По сложившейся практике данные образования условно отождествляются с неогеновыми отложениями наурзумской свиты.

В южной части Киргишанского тектонического покрова бурением структурных скважин установлено, что на отдельных участках аллохтонные пластины и линзовидные пластины более древнего возраста хаотически надвинуты на более молодые образования, неоднократно чередуясь в общем разрезе. Так, в результате интенсивного сгруживания тектонических пластин в районе Нижне-Сергинского пруда, мощность расслоенного микститового комплекса достигает 500-600 м. В вертикальном разрезе здесь наблюдается непоследовательное, перевернутое чередование разновозрастных и разнородных пород в

виде многочисленных линзовидных чешуй толщиной от первых метров до 150 м, разделенных многометровыми слоями тектонического меланжа. Примечательно, что некоторые тектонические чешуи и крупные обломки имеют притертые между собой контакты с «поровым», плёночным милонитовым цементом [Десятниченко, 1976ф].

В то же время, горный массив в верховьях р. Каменка (к северу от г. Нижние Серги), расположенный внутри Киргишанского покрова, представляет собой крупную аллохтонную пластину силурийско-раннедевонских сланцево-кремнистых пород плоскокаменной свиты, полностью надвинутую на ранне-среднедевонские терригенные породы заставкинской свиты.

Чешуйчатое строение и присутствие непоследовательных, неоднократно повторяющихся разрезов Киргишанской покровно-складчатой структуры позволяет рассматривать её на участках тектонического сгущивания как единое тело разновозрастного тектоно-фациального аллохтонного мегакомплекса.

К северу от Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры вдоль Главного Западно-Уральского надвига каледоно-герцинский структурный этаж также имеет чешуйчатое строение (см. разрез по линии А1-А2). Строение многоярусного структурного сооружения в районе Сабикской антиклинальной структуры установлено на основе сейсмофациального анализа материалов МОВ ОГТ по Шалинскому профилю [Рыбалка, 2004ф; Соколова, 2008ф]. Достоверность построений уверенно подтверждена данными Аракаевской опорно-параметрической скважины, вскрывшей на разных глубинах шесть зон послынного надвигового смещения пород в средне-верхнепалеозойском СВК. Особенности строения Сабикской структуры рассматриваются далее по тексту.

Предуральский краевой прогиб

Предуральский краевой прогиб является структурой 1 порядка, связанной с позднепалеозойским осадочным бассейном, развитым в коллизионную стадию на восточной окраине ВЕП перед фронтом наступающего с востока Уральского орогена, ставшего в пермское время основным источником заполняющего бассейн терригенного материала. Зона распространения пермских отложений на описываемой территории входит в состав Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского краевого прогиба. Краевой прогиб в целом является промежуточной структурой между Восточно-Европейской платформой и Уральской складчатой системой, как по своему положению, так и по геологическому строению. В вертикальном разрезе краевого прогиба, как и на платформе, выделяется три основных структурно-вещественных комплекса: кристаллический фундамент, промежуточный (авлакогенный) комплекс и платформенный чехол. При этом имеются свои характерные для краевого прогиба особенности строения палеозойского чехла: состав и

характер накопления нижнепрмских отложений, условия их залегания и взаимоотношения с нижележащим плитным комплексом, распространение складчатых структур, связанных с развитием Уральской складчатой системой. Во внутренней зоне прогиба осадочный чехол сильно и неравномерно дислоцирован.

В пределах листа О-40-XXX располагается небольшая (шириной 5-15 км) пограничная часть внутренней зоны Предуральского прогиба. В данной перикратонной зоне поверхность дорифейского (нижнепротерозойского) кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы залегает ступенеобразно на глубинах 5-7 км. При этом наиболее высокая ступень, пространственно расположенная вдоль восточной границы Предуральского прогиба, относится к Дружининскому выступу фундамента. С запада к выступу примыкает более низкая наклоненная на запад ступень, которая образует восточное крыло Бисертской впадины. Впадина представляет собой крупную авлакогенную структуру, расположенную непосредственно к западу от листа О-40-XXX [Рыбалка, 2004ф; Соколова, 2008ф]. Заполняющий впадину рифейский авлакогенный терригенный комплекс, представленный розовыми кварцитовидными полевошпат-кварцевыми песчаниками условно относимым к тукаевской свите, вскрыт Аракаевской опорно-параметрической скважиной в интервале глубин 5120-5207 м [Грибова, 2012ф]. Песчаники, слагающие восточное крыло авлакогена имеют пологое западное падение, и прорваны многочисленными межпластовыми силлами долеритов. Мощности долеритовых тел достигают 50 м. Рифейская терригенная толща выклинивается на западном склоне Дружининского выступа.

Платформенный чехол залегает на размытой, выравненной эрозией поверхности СВК нижнего и верхнего протерозоя со структурным и угловым несогласием. В его составе выделяются снизу-вверх: вендский терригенный комплекс, среднепалеозойский терригенно-карбонатный комплекс и верхнепалеозойский терригенный комплекс.

Подолу чехла составляет субгоризонтально залегающая верхневендская тонкослоистая терригенно-осадочная (аргиллит-алевро-псаммитовая) толща мощностью 200-300 м. В пределах складчатого Урала аналогом указанных вендских образований являются выходящие на уровень эрозионного среза в Каменногорской структуре терригенные отложения серебрянской серии.

На вендской осадочной толще залегает единый с Восточно-Европейской платформой девонско-каменноугольный терригенно-карбонатный плитный комплекс, который представляет собой устойчивую карбонатную платформу (карбонатную плиту), залегающую субгоризонтально. В основании комплекса залегают терригенно-карбонатные отложения живетского яруса (*кыновский горизонт*). Верхняя граница карбонатной плиты при

сейсмофациальном анализе обычно устанавливается по аргиллитовой пачке в кровле карбонатной толщи московского яруса (*мячковский горизонт*). Выше мячковского горизонта по данным бурения опорных скважин (Аракаевская и Бухаровская-10) залегает стометровая нерасчлененная верхнекаменноугольно-ассельская пачка тонкослоистых кремнеземистых мергелей и алевролитов, которая разными авторами целиком [Грибова, 2012ф] или частично [Чувашов, 1985] относится к верхнему карбону.

Терригенно-карбонатный плитный комплекс в целом сформирован в условиях пассивной континентальной окраины в зоне внутреннего шельфа. С терригенными прослоями и горизонтами данного комплекса связаны основные продуктивные нефтегазоносные комплексы района.

Среднедевонско-каменноугольный карбонатный комплекс (карбонатная плита) в пределах восточной окраины ВЕП характеризуется устойчивыми структурными параметрами. Суммарная мощность комплекса меняется незначительно, и составляет около 1600 м. Карбонатная плита в пределах Предуральского прогиба составляет выдержанную моноклираль, наклоненную на восток (в сторону наступающего орогена) под углом 1-3°. Эта моноклираль является естественным продолжением на восток крупной внутриплатформенной структуры – Кунгурской моноклинали. На рассматриваемой территории синхронные осадконакоплению прогибы, осложняющие моноклираль, относятся к локальным шельфовым структурам типа мелких, коротко живущих подводных каналов и каньонов.

Следует подчеркнуть, что карбонатная плита в пределах краевого прогиба залегает моноклиально независимо от синклинального строения наложенной Юрюзано-Сылвенской депрессии, заполненной пермскими терригенными отложениями.

Верхнепалеозойский терригенный комплекс связан с нижележащим терригенно-карбонатным комплексом постепенной сменой литологического состава флишеидных осадков в гжельско-ассельское время. В этот же период в процессе коллизии образуется предгорная депрессия и кратно увеличивается количество и скорость поступления терригенного материала со стороны орогена. Осуществляется перестройка всей структурно-тектонической архитектуры. Осадконакопление происходит в условиях некомпенсированного прогиба [Рыбалка, 2004ф; Грибова, 2012ф]. Нижнепермский терригенный комплекс (КПР₁) становится флишеидно – молассоидным, орогенным. Все слои нижнепермского флиша и молассы имеют встречное к плитному каменноугольному комплексу западное падение в сторону осевой зоны депрессии. Несмотря на постепенную литологическую смену разреза, повсеместно наблюдается угловое и структурное несогласие нижнепермского и каменноугольного СВК. Слоистые толщи нижнепермских терригенных

отложений с западным падением клиноформно налегают на пологую поверхность каменноугольного СВК восточного падения. Визуально контакт гжельского и ассельского ярусов на данной территории практически не изучен. Редкие скважины, вскрывшие контакт, пройдены в этом интервале без отбора керна. Сейсмофациальный анализ материалов широтных сейсмических профилей показывает, что подошва нижнепермского комплекса в Предуральском прогибе повсеместно является поверхностью несогласного клиноформного налегания [Соколова, 2002ф; Рыбалка, 2004ф]. В отдельно взятых столбиках керна такая граница выглядит условно как косая слоистость с малым углом «локального несогласия», как бы не имеющая широкого распространения и принципиального значения. На существующих схемах стратиграфической корреляции она часто обозначается как «согласное залегание» гжельского и ассельского ярусов.

Предгорная депрессия в целом имеет ярко выраженную асимметрию. Толщина нижнепермского флишево-молассоидного комплекса повсеместно увеличивается в восточном направлении, несмотря на встречное западное падение слоев, и на границе с Западноуральской складчато-надвиговой мегазоной достигает двукратного увеличения, составляя участками свыше 2,5 км.

Восточный фланг СВК платформенного типа срезан Главным Западно-Уральским надвигом с горизонтальной амплитудой 7-8 километров, по которому на них надвинуты флишеидные, терригенно-карбонатные и карбонатные средне-верхнепалеозойские толщи Западноуральской мегазоны. Восточная граница нижнепермских отложений погребена под надвигом на глубине 1-2 км. Таким образом, граница Предуральского трога в пермское время располагалась значительно восточнее современного положения.

По данным сейсмических исследований [Соколова, 2002ф; Рыбалка, 2004ф] во фронтальной части перед Западно-Уральским надвигом и под надвигом средне-верхнепалеозойские комплексы Предуральского прогиба смяты в антиклинальные складки различных размеров и формы. Данные складки, как правило, рассматривались как передовые складки Урала, образующие в целом протяженные структурные валы. Однако анализ структурного плана рассматриваемой территории в связи с предварительным обоснованием и бурением в 2010-2012 гг. Аракаевской опорно-параметрической скважины показал [Соколова, 2008ф; Грибова, 2012ф], что пространственное размещение линейных складок во внутренней зоне прогиба носит дискретный характер. Передовые складки в данной зоне не связаны между собой едиными линеаменами в виде структурных валов. Они имеют различную ориентировку, кинематику и генезис складчатости.

На рассматриваемой территории выделяется два типа продольных складок: складки изгиба и приразломные складки скалывания. К складкам изгиба относятся линейные

складки (Оксановское и Западно-Киргизанское поднятия) и куполовидные структуры (Бисертское поднятие), расположенные к востоку от зарамочного Бухаровского газоносного поднятия, в Бисертском и Восточно-Бисертском тектонических блоках.

Оксановское и Западно-Киргизанское поднятия размером 2х12 км образованы линейными антиклинальными складками изгиба с вертикальными амплитудами 200 и 400 м соответственно. Элементы складок прослеживаются как в девонско-каменноугольном плитном комплексе, так и в нижнепермском терригенном СВК.

Бисертская антиклинальная структура диаметром около 5 км представляет собой типичную куполовидную складку изгиба, крылья которой осложнены пологой волнистостью. Обнаженная западная часть купола замыкается по периферии коническими складками при горизонтальном залегании их осей. Шарниры осложняющих конических складок играют своеобразную роль «ребер жесткости» куполовидной структурной формы при воздействии на неё малоамплитудных горизонтальных подвижек по пологим сместителям, оперяющим Бисертский надвиг, с диагонально ориентированными бороздами скольжения.

Следует подчеркнуть, что указанное выше Западно-Киргизанское поднятие находится в поднадвиговой зоне. В поднадвиговой зоне также находится *Сабикская антиклинальная структура*, расположенная севернее в одноименном тектоническом блоке. Структура имеет сложное строение, западное и восточное крылья осложнены дополнительными положительными складками. Общая ширина сопряженных антиклинальных складок достигает 12 км, вертикальная амплитуда в осевой плоскости составляет 800 м. В составе поднятия участвуют потенциально перспективные нефтегазоносные девонско-каменноугольные и нижнепермские комплексы, экранированные пологим Западно-Уральским надвигом. По геофизическим данным [Соколова, 2008ф] погребённые под тектоническими покровами антиклинальные структуры образуют устойчивую по простиранию систему ундулирующих к северу складок. Это имеет важное значение для оценки нефтегазоносности территории, особенно при выделении поднадвиговых зон нефтегазонакопления.

Приразломные антиклинальные складки скалывания в рассматриваемой структурной зоне образованы в результате двухэтажного (дуплексного) тектонического сгуживания слоистых толщ осадочного чехла по сместителям крупных листрических разломов сдвиго-надвигового типа, имеющих в разрезе лыжную форму [Соколова, 2008ф]. При этом в висячем боку надвига формируется сводчатая антиклиналь с большой вертикальной амплитудой. Типичным примером является *Становая складчато-надвиговая структура*, расположенная в одноименном тектоническом блоке. Структура образована в

висячем боку Саргинского сдвига-надвига, выходящего на поверхность западнее рамки листа О-40-XXX. Поверхность сместителя структурообразующего листрического разлома вогнутая, с сериями характерных оперяющих разломов в местах его перегиба. Кверху сместитель выкручивается (угол падения около 40°), оперяющие разломы осложняют западное крыло аллохтона. Вниз по падению сместитель наоборот выполаживается и проходит вдоль границы осадочного чехла и кристаллического фундамента, превращаясь в межформационный срыв. Внизу, в автохтоне выделяется серия сближенных параллельных разломов с обратным пологим падением, что весьма характерно для складок скалывания, получаемых при моделировании деформации сдвига.

Дуплекс Становая представляет собой аллохтонную линейно вытянутую складчатую структуру с размахом крыльев более 15 км. Для нее характерна простая морфология шарнирной плоскости и постоянная осевая мощность деформированных пластов, несмотря на ярко выраженное асимметричное строение. Вертикальная амплитуда на западе по отношению к автохтону составляет более 1 км, а по отношению к восточному опущенному крылу вдвое больше. Свод антиклинали образует одноименное локальное поднятие размером 5×13 км. В поле силы тяжести ему отвечает локальная аномалия интенсивностью около 0.7 мГал.

В своде антиклинальной структуры Становая в 2010-2012 годах пробурена Аракаевская опорно-параметрическая скважина глубиной 5207 м (Рис. 60), полностью подтвердившая модель дуплексного строения складчато-надвиговой структуры, составленную по результатам предварительно проведенных сейсмических и комплексных геофизических исследований.

Верхняя аллохтонная тектоническая пластина толщиной 3582 м сложена до глубины 1760 м нижнепермским терригенным комплексом, ниже (до глубины 3597 м) залегает девонско-каменноугольный терригенно-карбонатный комплекс, частично срезанный снизу Саргинским сдвиго-надвигом. В аллохтоне отмечаются частные послойные срывы без существенного нарушения последовательного напластования. На границе аллохтона (в подошве – мендымский горизонт франского яруса - D2) и автохтона (в кровле – карбонатная толща серпуховского яруса - C1), в интервале 3597-3753 м, выделяется тектоническая зона Саргинского надвига мощностью 156 м, имеющая чешуйчатое строение, образованное в результате послойного срыва линзовидных прослоев карбонатных пород разной компетентности.

Система	Отдел, ярус	Тектонические подразделения	Глубина м	Литологическая колонка	Мощность м	Краткая характеристика разреза (в скобках определения по И.С. Грибовой, 2012 г.)
ПЕРМСКАЯ	P ₁ ar	АЛЛОХТОН	15		15	Рыхлые элювиальные отложения - дресва, щебень
			1000		1323	Белокатайская свита - P ₁ b/ (урминская свита) Чередование флиша и молассы: Ритмично слоистые алевролиты, песчаники, прослои мергелей, полимиктовые конгломераты, прослои валунно-галечных конгломератов.
			1338		350	Бисертская свита - P ₁ bs (шариповская свита) Ритмично слоистые песчаники, алевролиты, прослои мергелей, линзы конгломератов.
			1688 1760		72	Копысовская и чигишанская свиты объединенные (усть-койвинская свита) Тонкое ритмичное переслаивание кремнистых мергелей, алевролитов, полимиктовых песчаников.
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	C ₃ C ₂ m C ₂ b C ₂ s C ₂ v ₂ C ₂ v ₁ C ₂ t D ₃ fm D ₃ fr	АЛЛОХТОН	1867		107	Уткинская свита - C ₂ ut (бухаровская свита) Тонкое переслаивание кремнистых черных битуминозных мергелей, алевролитов, прослои известняков.
			2000		447	Терригенно-известняковая толща - C ₂ ti Известняки органогенные, органогенно-обломочные, внизу с прослоями алевролитов и аргиллитов. <i>(Предполагаемый послойный срыв - шов надвига?)</i>
			2314		80	Карбонатная толща - C ₂ c Известняки расщепованные, битуминозные, пиритизированные; крутые трещины кальцита.
			2394		511	Илимская и бражнинская толщи объединенные - C ₂ il+br Известняки органогенно-детритовые, обломочные, пламовые; доломиты; внизу известняки глинистые, битуминозные, расщепованные.
			2905		105	Западноуральская свита - C ₂ zu Известняки глинистые окремненные битуминозные, прослои песчаников, алевролитов и аргиллитов. <i>Шов надвига - послойный срыв: расщепованные аргиллиты косвинского горизонта (M-6 м)</i>
			3000		303	Кремнисто-известняковая толща - D ₃ -C ₂ ji Известняки, доломиты, прослои кремнистых пород; внизу 31,0 м - известняки расщепованные, перекристаллизованные, пиритизированные.
			3019		275	Мендымская и асканская свиты - D ₃ mn : as Известняки и доломиты битуминозные; внизу смятые, пиритизированные; контакт тектонический
			3322		156	Тектоническая зона - главный шов Саргинского надвига: 3597-3637 м. - Тектонический отторжец - лежащая складка-закатыш верейских известняков - 40 м. 3637-3753 м. - Тектоническая пластина-отторжец терригенно-известняковой толщи (C ₂ b): переслаивание известняков, аргиллитов, мергелей; внизу прослои доломитов, вертикальные трещины отрыва с кальцитом
			3597		349	Илимская и бражнинская толщи объединенные - C ₂ il+br Доломиты, известняки доломитизированные, внизу битуминозные, расщепованные.
			3753		87	Сдвоенный разрез западноуральской свиты - C ₂ zu Песчаники, алевролиты, редкие прослои известняков; в низах смятые в складки.
КАМЕННОУГОЛЬНАЯ	C ₂ m ₁ C ₂ s C ₂ v ₂ C ₂ v ₁	ПАРАВОХТОН	4000		93	Послойные срывы
			4102		303	Объединенная фаменско-турнейская карбонатная толща - D ₃ fm-C ₂ t Доломиты, известняки - коррелянты кремнисто-известняковой толщи D ₃ -C ₂ ji.
			4189		260	Франская доломитовая толща - D ₃ f Доломиты с гнездами кальцита, ангидрита и серы - коррелянты мендымской и асканской свит - D ₃ mn : as.
			4282		66	Живетско-франская терригенно-карбонатная толща - D ₃ gv-D ₃ f. Доломиты, известняки, силлиты, алевролиты, аргиллиты, песчаники - коррелянты D ₃ ps : dm.
ДЕВОНСКАЯ	C ₂ t D ₃ fm D ₃ f D ₃ gv-D ₃ f	АВТОХТОН	4585		189	Бородулинская серия - V ₁ Алевролиты, аргиллиты, песчаники - коррелянты серебрянской серии
			4865		87	Тукаевская свита - RF ₂ . Кварцито-песчаники розовые с к.п.ш., дайка долеритов - 40 м.
			4931			
ПРОТЕРОЗОЙ	V ₂ R ₂	АВТОХТОН	5000			
			5120			
			5207			

Рис. 60. Модель Аракаевской опорно-параметрической скважины

Зона надвига состоит из двух чешуйчатых пластин – тектонических отторженцев верейской терригенно-известняковой толщи московского яруса (С2). Нижняя тектоническая пластина толщиной 116 м (интервал 3637-3753 м) имеет в поперечном сечении линзовидную форму. Линзовидная пластина надвинута по поверхности главного сместителя Саргинского надвига на автохтонную доломитовую толщу серпуховского яруса с полным тектоническим выклиниванием башкирского яруса. Контактующие карбонатные породы аллохтона и тектонической линзы интенсивно раздроблены и милонитизированы. Между ними в интервале 3597-3637 м запечатана сорокаметровая пачка лежащих изоклинальных складок волочения карбонатных пород кровли верейской толщи.

На глубине 3637-5207 м скважиной вскрыт автохтонный блок со слабонарушенным, последовательным платформенным разрезом, включая девонско-каменноугольный плитный комплекс (повторно в разрезе), вендский терригенный комплекс, рифейский терригенный комплекс. Некоторые исследователи [Грибова, 2012ф] квалифицируют верхние тектонические пластины автохтона, разграниченные в скважине частными полойными срывами, как параавтохтон.

Амплитуда горизонтального смещения аллохтона с востока на запад разными авторами оценивается от 3,5 до 20 км. Важно отметить, что у подножия западного крыла Становой структуры на участке пересечения границы пермских и каменноугольных отложений данная граница в автохтоне и в аллохтоне находится почти на одном уровне, без существенного надвигания аллохтона с востока на запад, что указывает на продольное смещение аллохтона в результате сдвига.

Перечисленные соотношения аллохтона и автохтона невозможны для фронтального надвига. Известно, что при опытах по изучению деформации сдвига разгрузка напряжения происходит на локальном участке в виде сколов: сдвигов и сдвиго-надвигов, не нарушая сплошности матрицы на сопряженных участках испытываемого блока. При этом вдоль разрыва образуется складка скалывания.

Тагильская структурная мегазона

Тагильская структурная мегазона (тектонический мегаблок) является северным звеном палеоостроводужного сектора в составе Уральской складчатой структуры. Западной границей мегазоны является Главный Уральский глубинный разлом, восточная граница располагается за пределами листа О-40-XXX. Тагильская структура на данной территории в плане имеет блоково-полосовидное строение и в соответствии со структурно-формационным районированием делится на две продольных структурных зоны меридиональной ориентировки: Западно-Тагильская СФЗ и Восточно-Тагильская СФЗ. Данные зоны (тектонические блоки) сложены преимущественно вулканогенными и

сопутствующими им вулканогенно-осадочными и интрузивными породами вехнекембрийско-нижнедевонского структурного этажа, образовавшимися в геодинамической обстановке спрединга и островодужного цикла. Различные по составу тектонические блоки последовательно надвинуты друг на друга с востока на запад по системе листрических разломов в виде тектонических пластин клиновидной формы. Морфология листрических разломов, разграничивающих складчатые блоки подчинена общей конфигурации ГУГРа.

Западно-Тагильский блок ограничен с запада Главным Уральским глубинным разломом, с востока Туринским надвигом. Ширина выходящей на поверхность одноименной зоны в пределах листа меняется от 5 до 14 км. В этой полосе тектонически сгружена большая группа СВК, сформированных на разной стадии развития эвгеосиклинали, в целом отождествляемой с островодужной системой. Данные комплексы слагают многочисленные тектонические блоки линзовидной формы, частично или полностью выклинивающиеся на участке максимального сжатия Западно-Тагильской структуры, на широте Билимбаевского перегиба Центрально-Уральского горста. В западной части структуры располагаются реликтовые геодинамические комплексы спрединга (комплексы РСО₂-3), а в восточной сосредоточены собственно островодужные комплексы. Слагающие зону породы большей частью интенсивно рассланцованы и частично метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

Непосредственно к востоку от ГУГРа, в его висячем крыле выделяется линзовидная, прерывистая полоса распространения средне-позднепалеозойских пород выйской свиты, представленных вулканогенной формацией натриевых базальтов, сформированных в условиях раннепалеозойского спрединга, аналогичных базальтоидам СОХ. В южной части площади на неё с востока по Ревдинскому разлому надвинут линзовидный блок параллельных метаморфизованных гипабиссальных долеритовых даек – мариинский габбро-долеритовый комплекс среднего-позднего ордовика. Данный комплекс слагает своеобразный долеритовый пояс, который является индикатором спрединговой геодинамической обстановки.

В долеритовой толще отмечаются многочисленные мелкие тела габброидов и серпентинизированных дунитов качканарского плутонического комплекса. В ассоциации с ними приосевую полосу долеритового пояса составляют относительно крупные интрузивные тела габброидов тагило-кытлымского комплекса. Наиболее крупные интрузивные тела объединяются в линейно вытянутый Ревдинский массив. В составе Ревдинского плутона встречаются небольшие по размерам тела наложенного магматизма – силурийские диориты и кварцевые диориты северорудничного комплекса.

В северной части площади на спрединговые геодинамические комплексы последовательно надвинуты по параллельной системе листрических разломов геодинамические комплексы юной островной дуги, включая ордовикско-раннесилурийские вулканиты умеренно-контрастной рудоносной базальт-риолитовой формации (шемурская свита). В составе шемурской свиты отмечаются субвулканические штоки и дайки риодацитов и риолитов. Участками ордовикско-раннесилурийские вулканиты вмещают мелкие тела силурийских плагигранитов и диоритов арбатского плутонического комплекса.

Геодинамические комплексы, связанные с последующим формированием в раннем силуре – раннем девоне в обстановке развитой и зрелой дуги, на описываемой территории представлены фрагментарно, в виде мелких линзовидных полос, сложенных породами базальт-андезит-риолитовой, андезитобазальтовой и базальт-трахитовой формаций (павдинская, именновская и туринская свиты соответственно).

Восточный фланг Западно-Тагильской зоны представляет собой относительно широкую, устойчивую по простираению полосу осадочных пород пражского яруса (перевозская свита), фиксирующих завершающий этап развития островодужной системы. Комплекс переслаивающихся вулканомиктовых песчаников, туфопесчаников, известняков и глинисто-кремнистых сланцев условно отнесен к образованиям невулканической, остаточной дуги (комплекс **ОД D1**).

Восточно-Тагильская зона (тектонический блок), ограниченная с запада Туринским надвигом, занимает небольшую северо-восточную часть площади листа О-40-XXX, на которой расположена западная половина Верх-Нейвинского плутона. Крупный интрузивный массив размером (в целом) 10х28 км состоит в основном из ультрамафитов серовского дунит-гарцбургитового комплекса, относимого к среднему ордовику. Предполагается, что данный комплекс сформировался в геодинамической обстановке надсубдукционного рифтогенеза на больших глубинах в земной коре океанического типа. Массив состоит в основном из дунитов, верлитов и гарцбургитов, в разной степени серпентинизированных. Менее распространены серпентинизированные пироксениты. Вмещающими являются позднеордовикско-раннесилурийские вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы контрастной серии красноуральской свиты (комплекс **ЮДОз–S1**), которые картируются в основном в обрамлении плутона. Участками серпентиниты прорваны мелкими телами плагиогранитов левинского габбро-диорит-гранитового комплекса, датированных ранним силуром.

На северном фланге Верх-Нейвинской интрузии породами левинского комплекса образован обособленный массив овальной формы размером 3х6 км, в ядре которого залегают пироксениты и дуниты серовского комплекса, а периферийный пояс сложен

габброидами левинского комплекса. На восточном фланге овального массива габброиды прорваны небольшим вытянутым телом плагигранитов этого же комплекса.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

На рассматриваемой площади выделяются многочисленные и разнообразные разрывные нарушения, которые классифицируются как крупные, протяженные разломы глубокого заложения, так и локальные нарушения разной направленности и кинематики. Ранее К.П. Плюсниным [Плюснин, 1985] было показано, что определяющим фактором в структурообразовании данной территории явились два типа дизъюнктивных дислокаций: надвиги «типа сорванных покровов» и сдвиго-надвиги с западной вергентностью. Наибольшее значение имеют структурообразующие разломы, ограничивающие структурные формы 1-го и 2-го порядков. К главным относятся, прежде всего, структурные швы – разломы, разделяющие структуры 1 порядка и имеющие региональное значение: Главный Уральский глубинный разлом, Главный Западно-Уральский надвиг, а так же структурная пара Чусовской и Сухореченский разломы.

Главный Уральский глубинный разлом (ГУГР) западной вергентности разделяет палеоконтинентальный и палеоостроводужный тектонические мегаблоки верхней части земной коры и является региональным структурообразующим элементом для Тагильской структурно-формационной мегазоны с момента зарождения эвгеосинклинали. При этом данный структурный шов классифицируется как Главный Уральский надвиг [Водолазская, 2015], по которому эвгеосинклинальные (палеоокеанические и палеоостроводужные) СВК Тагильской мегазоны в период коллизии были надвинуты на метаморфические комплексы ЦУПа. На рассматриваемой территории разлом выделяется мощной зоной дробления и тектонического расщепления базальтоидов ордовика, пород выйской свиты, а также палеоокеанических долеритов мариинского комплекса и участками пород шемурской свиты. Гравитационное поле в зоне разлома имеет сложное строение, в виде ступенчатого градиента амплитудой 4-8 мГл с увеличением положительных значений Δg в сторону Тагильской мегазоны. По геофизическим данным [Соколова, 2008ф] сместитель ГУГРа имеет в верхней, фронтальной части вогнутую форму, а в тыловой, глубинной части сопряжен с крутопадающей тектонической зоной. В плане на листе О-40-XXX разлом имеет S-образную форму, что связано с кулисным сочленением северной и южной ветвей ГУГРа на широте г. Ревда. Эти структурные особенности соответствуют общему структурному плану прилегающих с запада к региональному шву структурно-вещественных комплексов ЦУПа.

Главный Западно-Уральский надвиг разделяет Западно-Уральскую мегазону и Предуральский краевой прогиб. По линии данного разлома проходит тектоническая граница нижнепермских и верхнекаменноугольных отложений. Зона надвига изучена сейсмическими исследованиями методом МОВ ОГТ на Нижне-Сергинском и Шалинском профилях [Соколова, 2002ф; Рыбалка, 2004ф]. По структурным построениям сместитель надвига имеет восточное падение под углом 15-25 градусов. В процессе коллизии по пологому сместителю терригенно-карбонатные и карбонатные средне-верхнепалеозойские толщи Западноуральской мегазоны надвинуты на восточные дислоцированные фрагменты палеозойского платформенного чехла в составе Предуральского прогиба. Амплитуда горизонтального перемещения аллохтонной пластины достигает 8 км. В результате под Западно-Уральским надвигом оказались погребенными на глубине 1-2 км потенциально перспективные нефтегазоносные терригенные и терригенно-карбонатные толщи нижней перми и карбона. По простиранию надвиг состоит из двух звеньев: северного и южного, ориентированных соответственно общему структурному плану района. Линия северного звена разлома, ограничивающего Чусовской тектонический блок, простирается субпараллельно ориентировке Каменногорского тектонического блока. А южное звено, ограничивающее Дружининский тектонический блок, субпараллельно ориентировке Уфалейского тектонического блока. При этом на участке ортогонального излома и субширотного течения р. Утка (у пос. Сабик) Чусовской блок частично сдвинут на юг по оперяющему основной надвиг диагональному ответвлению разлома. Аналогичная ситуация наблюдается и на более северных участках надвиговой зоны, вплоть до многокилометрового широтного смещения к западу главного сместителя за рамку листа О-40-XXX. Указанные структурные особенности Западно-Уральского надвига обусловлены дискретным формированием и кулисообразным размещением его составных элементов, характерных для данного разлома в целом по региону [Водолазская, 2015].

Чусовской и Сухореченский разломы западной вергентности ограничивают с запада соответственно Каменногорский и Уфалейский блоки ЦУПа. Структура Чусовского разлома, по всей вероятности, унаследована от древнего подвижного уступа между байкалидами и уралидами. Предполагаемый конседиментационный уступ фиксируется узкой (менее 1 км) прямолинейной локальной отрицательной гравитационной аномалией интенсивностью 3-7 мГал с резкими градиентами (4 мГал/км), которая прослеживается по прямой линии на протяжении 23 км. Вдоль зоны разлома как в лежащем, так и висячем боку картируются прямолинейные в плане узкие полосы полого залегающих девонских и каменноугольных карбонатных и терригенно-карбонатных толщ. Такое

плановое положение залегающих субгоризонтально толщ в условиях изрезанного рельефа с большими перепадами высот совершенно невозможно без конседиментационного влияния тектонического фактора. На южной периферии сместитель Чусовского разлома круто разворачивается в меридиональном направлении и на сочленении с Сухореченским разломом они оба расщепляются на серию надвигов с образованием структуры типа «чешуйчатый веер», или «конский хвост». Такие структуры, как правило, характерны для краевых частей крупных сдвигов [Кутейников, 1994].

Сухореченский разлом представляет собой надвиг с падением сместителя на восток под углом 40 градусов. На большом протяжении зона разлома сопровождается со стороны висячего бока резким градиентом гравитационного поля (3-4 мГал/км). По сместителю разлома нижнепалеозойские терригенные и терригенно-карбонатные комплексы Уфалейского блока надвинуты на девонско-каменноугольные карбонатные комплексы Дружининского блока Западноуральской мезоны.

К разломам, ограничивающим структуры 2-го и 3-го порядков относятся: Бисертский, Западнокиргизанский, Восточноатигский, Битимкинский, Осинковский, Шишимский, Шайтанский, Ревдинский и Туринский разломы и Киргизанский шарьяж.

Киргизанский шарьяж как разлом представляет собой надвиг типа «сорванных покровов» и имеет принципиально важное значение в структурообразовании района. Впервые на аллохтонное залегание пород Киргизанского и Бардымского хребтов вопреки преобладающему мнению обратила внимание ещё в начале тридцатых годов прошлого столетия О.Ф. Нейман-Пермякова. И через 40 лет, в семидесятые годы, бурением целенаправленных структурных скважин глубиной до 1500 м эти идеи были полностью подтверждены фактическим материалом [Десятниченко, 1976]. Бурением и сейсмическими исследованиями установлено, что Киргизанский шарьяж представляет собой полого залегающий тектонический покров толщиной 300-1000 м.

Покров повсеместно подстилается прослоем тектонического, микститового меланжа мощностью 30-240 м, состоящего из глыбовых и мелкообломочных тектонических брекчий и милонитизированного алевро-пелитового матрикса. Параллельно нижней поверхности шарьяжа в теле покрова отмечаются многочисленные послойные срывы, сопровождающиеся линзовидными прослоями микситов разной мощности между тектоническими чешуями разного состава и возраста. На участках сгуживания тектонических пластин образуются крупные тела (мощностью более 500 м) разновозрастного тектоно-фациального аллохтонного комплекса.

Особую роль в структурообразовании района играют листрические разломы западной vergentности с вогнутой (лыжной морфологией) сместителей, часто образующихся в

условиях сжатия дислокационных зон с элементами сдвиговой тектоники [Паталаха, 1994]. Наиболее отчетливо листрические разломы выделяются на сейсмических разрезах МОГТ, охарактеризованных выше при описании Предуральского прогиба. Образование листрических разломов связано с послойными срывами больших по объему разнородных горных масс на границах слоёв с разными механическими свойствами и компетенцией. Наличие листрических разломов позволяет телескопирование различных формаций пород при их интенсивном сжатии с сохранением поперечной зональности. Листрические разломы в местах перегибов часто сопровождаются висячих и лежащих боках относительно короткими конвергентными разломами типа взбросов и сбросов различной вергентности.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Начиная с момента формирования СВК основания Уральской складчатой системы в истории геологического развития района выделяется четыре этапа: позднепротерозойский, ранне-среднепалеозойский, позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский.

Позднепротерозойский этап на Урале связан с распадом суперкратона Лавразия, и на территории формирующихся байкалит преобладала обстановка внутриплитного рифтогенеза. Отвечающие этому этапу рифейские терригенные и терригенно-карбонатные ритмично-слоистые авлакогенные комплексы сформированы в условиях прибрежно-морской полосы и мелководного бассейна на расчлененном ступенчатом фундаменте нижнего протерозоя, заполняя конседиментационные прогибы. Сопутствующие им вулканиты, представленные субплатформенными формациями, распространены локально. Магматические процессы, связанные с деструкцией и переработкой докембрийского фундамента, развивались вдоль унаследованных меридиональных, широтных и диагональных разломов глубокого заложения. В районе будущего Предуральского прогиба участками группируются межпластовые силлы долеритов трапповой формации. В пределах современного ЦУПа на этом этапе происходит активизация внутриплатформенного интрузивного магматизма щелочно-ультрабазитового и щелочно-базитового состава, в Кваркушско-Каменногорской зоне образуются единичные, незначительные по размерам тела ультрамафит-габбрового *сарановского комплекса* и более поздние долеритовые дайки *кваркушского комплекса*.

В раннем венде море отступает и образуется невысокая суша. В перикратонной части территории происходит пенепленизация, полное выравнивание рельефа. В позднем венде здесь происходит медленное колебание уровня моря, и в прибрежно-морских условиях на отnivelированной поверхности формируются субгоризонтальные плащеобразные алевро-псаммитовые и глинистые залежи с очень медленным (1-7 м/млн. лет) накоплением осадков [Грибова, 2012ф]. Данный вендский комплекс является повсеместной постелью платформенного чехла.

На территории ЦУПа в отдельных блоках (зонах) происходят процессы тектономагматической активизации. В Уфалейской зоне в раннем венде формируется совмещенный комплекс пород базальт-риолитовой и терригенной формаций (метавулканиты, кристаллосланцы, гнейсы и кварциты *указарской свиты*). С ними тесно ассоциируют мелкие интрузии умеренно щелочных гранитоидов *битимского комплекса*. Иногда указанная ассоциация необоснованно диагностируется как «разрезы геосинклинального типа». В позднем венде в связи вступлением региона в орогенную стадию в полосе будущего ЦУПа образуется чередование рифтовых зон и межгорных прогибов. В последних

формируются верхневендские комплексы пород терригенной молассовой формации Кваркушко-Каменногорской зоны.

В конце *позднепротерозойского этапа* наступает завершающая стадия развития байкаlid, консолидация докембрия. Восточная окраина ВЕП, как и весь континент, приподнимается, и на этой территории устанавливается режим платформенной стабилизации. Происходит пенеплнизация суши, послужившей в течении длительного периода источником терригенного материала, сносимого в сторону восточных водоемов.

Ранне-среднепалеозойский (каледонский) этап развития в целом характеризуется расколом эпибайкальского континента, формированием линейной структуры океанического типа, зарождением и эволюцией островодужной системы. Зарождение и подъём мантийного диапира в Уральском регионе в начале палеозоя сопровождается сильным растяжением и утонением континентальной коры, развивается продольная рифтовая система.

В конце кембрия - раннем ордовике начинается трансгрессия моря на эпибайкальский континент. Формируется Североуральский морской бассейн в виде относительно узкого субмеридионально (в современных координатах) вытянутого водоёма. Следует подчеркнуть, что расположение Скандинавско-Балтийской и Североамериканской палеобиогеографических провинций в раннем ордовике [Розова, 1985] показывает, что на Северном Урале в это время существовал ограниченный по широте морской бассейн со смешанным типом фауны, объединяющим изначально сближенные в пространстве европейский и сибирско-американский типы. А на Южном Урале в это время присутствовал только европейский тип фауны, распространенный здесь в открытом бассейне (от Русского моря до Алтае-Саянского). Таким образом, уже на стадии зарождения наблюдаются резкие различия Североуральского и Южноуральского секторов палеозойского бассейна. Очевидно, этим обусловлено образование в дальнейшем в Тагильской мегазоне островодужной системы энсиалического типа, а в Магнитогорской – энсиматического типа [Иванов, 2022].

Образовавшиеся в полосе современного ЦУПа рифтовые структуры последовательно заполняются терригенными и базальтоидно-терригенными комплексами пород (*козинская, саранхапнерская и малыгинская, хомасинская свиты* соответственно). Происходит полосовидное излияние базальтоидных лав, размещающихся по принципу прогнутых блоков – «клавишных» структур с резкими уступами (чередование ордовикских метабазальтов и метапесчаников). С ними участками ассоциируют долеритовые дайки, а также мелкие тела гранитоидных гипабиссальных интрузий (*чусовской и козлиногорский комплексы*).

В среднем ордовике значительное расхождение континентальных плит приводит к расколу континента, в относительно узком пространстве формируется океаническая кора, образуется межконтинентальный рифт красноморского типа, заполненный Североуральским микроокеаном. Территория, расположенная к западу от образовавшегося регионального структурного шва (ГУГР), стала представлять собой пассивную окраину. Осадконакопление и локальный вулканизм развиваются здесь длительное время в условиях внутреннего и внешнего шельфа и континентального склона. Начинают накапливаться ранние осадки глинисто-терригенно-карбонатной и кремнисто-терригенно-базальтоидной формаций (комплексы ШОЗ–D1 и СКО₂–D1), представленные отложениями *билимбаевской и нижнесергинской свит*. В этой зоне на разных уровнях накапливаются металлоносные осадки, превращенные в дальнейшем в стратиформные непромышленные залежи гематитовых руд. Соответствующие им проявления гематит-магнетит-кварцевой рудной формации в составе билимбаевской и метеловской свит

В среднем-позднем ордовике к востоку от ГУГРа, в пространстве межконтинентального рифта с новообразованной океанической корой, в условиях раннепалеозойского спрединга создаются покровы и полосовидные шлейфы вулканитов *вийской свиты*, представленных формацией натриевых базальтов, сопоставимых с базальтоидами СОХ.

В современной структуре они сохранились в виде реликтов и не образуют непрерывных разрезов в связи с более поздней деструкцией океанической коры. Судя по ассоциирующим с базальтоидами терригенно-черносланцевыми осадками, глубина океанической впадины была умеренной, вероятно, до 2 км.

При этом в осевой зоне спрединга формируется продольный пояс параллельных долеритовых даек (*мариинский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс*), имеющих петрохимические характеристики, сходные с толеитами СОХ. Расчетная мощность коры близка к эмпирической коре СОХ.

В конце ордовика параллельно со спредингом закладывается зона субдукции. С этого времени начинает формироваться Тагильская островодужная система энсиалического типа, разделенная на две параллельно развивающиеся структурно-формационные зоны (Западно-Тагильская и Восточно-Тагильская). На океанической коре образуются юные островные дуги, представленные вулканитами *шечурской и красноуральской свит* соответственно. Петрохимически базальтоиды этих свит близки к толеитам островодужных серий. С вулканитами контрастной серии ассоциируют малые интрузии плагигранитов *арбатского комплекса*. В обстановке юной островной дуги происходит субмаринное медноколчеданное рудонакопление. Стадия юной островной дуги заканчивается в раннем палеозое перерывом вулканической деятельности.

Одновременно с генерацией океанической коры начинается частичное поглощение ее в новообразованной зоне субдукции. В надсубдукционной обстановке происходит повторная мобилизация высокостроениевых интрузивных комплексов, частичное переплавление, дифференциация, высокотемпературный водный метаморфизм и ступенчатое выведение в твердо-пластичном состоянии гипербазитов и габброидов в цоколь фронтальной дуги с образованием характерных ассоциаций. В Восточно-Тагильской зоне образуется Верх-Нейвинский массив хромитоносных гипербазитов *серовского дунит-гарцбургитового комплекса*, ассоциирующих с вулканитами *красноуральской свиты*. Базальтовые лавы красноуральской свиты, предположительно, изливались на гипербазитовый субстрат в цоколе островной дуги. Контакты разнородных пород в последующем развитии, вероятно, в различной степени тектонически осложнены.

Формирование массива завершается внедрением в более позднее время габброидных и гранитоидных интрузий *левинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса*.

В Западно-Тагильской зоне в этот период начинается длительное по времени (*до среднего венлока*) сложное структурное совмещение разнородных и разновозрастных вещественных комплексов: платиноносных дунитов, «расслоенных» оливин-анортитовых габбро и ортомагматических ортоклазовых габброноритов и продуктов их метаморфического преобразования. В результате в приосевой зоне долеритового дайкового пояса формируются линейно вытянутые полихронные, полиформационные габброидные массивы, сложенные породами *качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса* и более позднего *тагило-кытлымского габбро-норитового комплекса* с титаномагнетитовым оруденением. Совмещенный комплекс сформировался к западу от фронтальной дуги вдоль палеоструктуры типа глубоководного желоба, положение которого фиксируется размещением региональной сутуры, представленной ГУГРом.

Размещение вышеперечисленных СВК, их «стратификация», «оторванность» базальтоидов от габброидов по составу и времени формирования имеет сходство с офиолитами приокеанических флангов островных дуг.

В *конце ландовери* и в *венлоке* формируются барьерная зона палеодуги, фронтальный аккреционный клин к западу и задуговый бассейн к востоку от нее [Язева, 1995]. Наступает стадия развитой островной дуги. Барьерная зона представлена образованиями тагильской островодужной серии (*павдинская и именовская свиты*).

Основание преддугового поднятия составляют СВК более древней дуги, включая массивы Платиноносного пояса. Время окончательного становления последних датируется в интервале 415–432 млн. лет [Иванов, 1997], соответствующего, очевидно, завершающей стадии высокотемпературных метаморфических преобразований интрузивных

пород. На смежных территориях они перекрываются с востока среднелландоверийскими флишоидами *навдинской свиты*.

Толеитовый вулканизм дуги в самом начале стадии был субаквальным, а с позднего лландовери – в сочетании с субаэральным. Вначале вулканизм имел ареальное распространение в виде непрерывной базальт-андезит-риолитовой ассоциации (*навдинская свита*). Кислый и умеренно-кислый вулканизм сопровождается колчеданно-полиметаллическим рудонакоплением, преимущественно рассеянным.

В конце венлока-лудлове преобладает локальный наземный базальт-андезибазальтовый вулканизм, представленный образованиями *именновской свиты*. На смежных площадях в акватории формируются крупные рифовые постройки.

На этой стадии происходит окончательное становление массивов Платиноносного пояса, включая интрузии габброидов *тагило-кытлымского комплекса* и совмещенные с ними диориты и гранитоиды *северудничного комплекса*. Интрузивные породы совместно с вмещающими их породами мариинского комплекса претерпели преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Судя по распределению РЗЭ в габброидах и базальтоидах указанных интрузивных и вулканогенных комплексов, данные образования являются комагматами [Иванов, 2022].

В позднем лудлове развитие субдукционного процесса приводит к резкому воздыманию отдельных тектонических блоков и частичной эрозии силурийских островодужных вулканигов.

В *пржидолии* наступает стадия зрелой островной дуги. В восточной тыловой части дуги [Бочкарёв, 2000] в контурах междугового и задугового (к востоку от площади) бассейнов формируются образования умеренно-щелочной серии, представленные *туринской свитой*, которые заполняли в раннем девоне депрессии и грабены. Расчетная мощность коры в этот период в палеоостроводужном секторе составляет около 30 км.

Позднеостроводужная стадия, состоявшаяся в *раннем девоне*, фиксирует время закрытия Североуральского сектора палеоокеана. На этой заключительной стадии в продольном трогe между западной и восточной островодужными зонами образуется так называемая остаточная дуга невулканического происхождения, где накапливаются осадки вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации, представленной отложениями *перевозской свиты*.

Предполагается, что стабилизация территории палеоостроводужного сектора произошла во второй половине раннего девона, к этому времени океаническая кора полностью поглощена в зоне ГУГРа процессами субдукции [Иванов, 1997]. Островодужная система при этом рассматривается в целом как Тагильский островодужный террейн [Иванов,

2022]. Блоки океанической коры в данной структуре сохранились лишь в виде тектонизированных реликтов в пределах аккреционного клина, вдоль Салатимской сутурной зоны.

Таким образом, в Североуральском палеоокеаническом секторе прошел полный цикл океанического и островодужного развития в условиях крупного межконтинентального рифта, и новообразованная структура может рассматриваться как планетарная межплитная система полной геодинамической последовательности [Коротеев, 1997] с телескопированными островодужными ГДК.

К западу от Уральской сутуры в обстановке пассивной континентальной окраины *в силуре и раннем девоне* продолжали накапливаться осадки глинисто-терригенно-карбонатной и кремнисто-терригенно-базальтовой формаций. Начиная с ордовика, здесь на территории южных сегментов Западно-Уральской мегазоны (Дружининский блок) и ЦУПа (Уфалейский блок), в локальных впадинах сохранялся морской режим. Южнее Каменногорского горста в прибрежной полосе с перерывами формируются полихронные комплексы осадочных и вулканогенно-осадочных пород, подвергшиеся в дальнейшем интенсивному размыву. На уровне современного эрозионного среза сохранились фрагменты сформировавшегося в условиях шельфовой зоны объединенного комплекса ШОЗ–D1 (*колчимская, метёловская, язьвинская, михайловская свиты*) и сформировавшегося в условиях континентального склона объединенного комплекса СКО2–D1 (*плоскокаменаская, аптечногорская свиты*). В Уфалейской структурной зоне в раннем силуре параллельно с локальными очагами вулканизма происходит тектоно-магматическая активизация в полосе распространения позднекембрийско-раннеордовикских рифтогенных комплексов. Вдоль более древнего скрытого продольного шва идет внедрение цепочки граносиенитовых интрузий *хомутовского комплекса* в виде серии небольших по размерам тел. Интрузивный щелочной магматизм сопровождается редкометально-редкоземельной (тантал-ниобиевой) минерализацией.

В северных сегментах указанных мегазон в завершающей стадии формирования каледонид (силур-ранний девон) наблюдается длительный перерыв в осадконакоплении.

Начало раннегерцинского периода развития ознаменовано погружением в *конце раннего девона* пассивной окраины континента. В этот период в Западно-Уральской мегазоне и на прилегающей к ней территории ЦУПа в условиях шельфа накапливается мощный комплекс осадочных и терригенных пород карбонатной и терригенно-карбонатной формаций (комплекс ШD1–C2) суммарной мощностью от 1800 до 3000 м. На склонах Каменногорского поднятия маркирующим горизонтом подошвы данного комплекса является прослой кварцевых песчаников *такатинской свиты* (такатинский горизонт

раннего эмса). К западу и к югу от поднятия разрез нижнего девона начинается с карбонатных эмско-эйфельских толщ (вязовский и более поздние горизонты).

В разрезе комплекса наблюдается неоднократное чередование и переслаивание карбонатных (известняков, глинистых известняков, мергелей, доломитов) и терригенных (песчаников, алевролитов, аргиллитов) пород, свидетельствующих о колебаниях уровня моря и изменения условий осадконакопления. За счёт колебания уровня моря на локальных участках на фоне накопления карбонатных толщ временами устанавливалась лагунная обстановка.

На территории будущего Предуральского прогиба по окончании вендского погружения сохранялся стабильный режим приподнятой суши на протяжении всего кембрийско-раннедевонского (каледонского) периода развития региона. Стабильный период развития восточной окраины ВЕП и прилегающих территорий завершается в раннем девоне, в живетском веке начинается новый этап погружения [Грибова, 2012]. На огромной территории шельфовой зоны формируется терригенно-карбонатный платформенный чехол (платформенная карбонатная плита), сложенный чередующимися параллельно-слоистыми карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными девонско-каменноугольными отложениями. В регионе образуется обширная субгоризонтальная Кунгурская моноклираль с устойчивой средней мощностью 1600 м, которая в районе Уфимского амфитеатра выдается в виде выступа (мыса) в существующем бассейне далеко на восток в зону внутреннего шельфа, включая территорию будущего Предуральского прогиба.

Терригенно-карбонатные отложения платформенного чехла являются аналогом одновозрастного терригенно-карбонатного комплекса Западно-Уральской мегазоны. Поступление терригенного материала в этот период происходит в основном со стороны кратона. Скорость накопления осадков невысокая: 12-28 м/млн. лет в девоне и 13-36 м/млн. лет в каменноугольный период [Грибова, 2012].

За счёт послойного чередования карбонатных и терригенных отложений, обусловленного колебанием уровня моря, вдоль синхронных осадконакоплению локальных прогибов (подводных каналов, каньонов, придельтовых ложбин) создаются транспортные коридоры и природные резервуары, благоприятные для миграции и накопления углеводородов.

Позднепалеозойский (позднерцинский) этап отражает коллизионную стадию развития региона, в процессе которой формируется объединенный среднекаменноугольно-пермский терригенный комплекс платформенного чехла. В коллизионную стадию происходит существенная перестройка общего структурного плана района. На восточной

окраине ВЕП вдоль её границы с Уральской складчатой системой образуется Предуральский краевой прогиб, представляющий собой консидаментационный бассейн, расположенный между формирующимся складчатым орогеном и стабильной континентальной плитой. Возникновение прогиба обусловлено столкновением ВЕП с восточным палеоостроводужным сектором Урала и поддвижением фундамента окраины платформы под растущий ороген. Сдвигание тектонических плит осуществлялось, вероятно, по диагональной схеме, что привело к косой коллизии [Иванов, 1997; Язева, 2000], обусловившей формирование разновозрастных структурных парагенезисов и дислокационных форм.

Зарождение Предуральского краевого бассейна на широте Среднего Урала началось с образования локальных «шельфовых» впадин (так называемых шельфовых трогов) на поверхности сформированной до этого в мелководной обстановке карбонатной платформы (среднепалеозойской карбонатной плиты). Новообразованные впадины, расположенные в пределах Западноуральской мегазоны, представляли собой изолированные на первой стадии передовые прогибы, которые постепенно расширялись и перерастали в глубоководные желоба, заполняющиеся осадками предфлишевой формации, представленные в описываемом районе *терригенно-карбонатными флишоидами московского-гжельского веков* (комплекс ППС₂₋₃).

О последовательном развитии флишоидного комплекса в зоне Предуральского прогиба свидетельствует соответствующий фрагмент разреза, вскрытого Аракаевской ОПС. Начиная с *верейского времени московского века*, происходит резкая смена осадконакопления. В основании описываемого комплекса преобладают аргиллиты, алевроиты, мергели, глинистые известняки со следами морских мелководных придонных течений. Позднее, в *каширское время*, они сменяются известняковой фацией мелководно-шельфовых равнин открытого шельфа, сохранившихся до конца среднего карбона.

Верхнекаменноугольные отложения, в отличие от Западно-Уральской мегазоны, стратиграфически согласно залегают на известняках московского яруса, но с угловым несогласием в связи с резким изменением обстановки осадконакопления от прибрежно-морской мелководной на относительно глубоководный шельф с накоплением позднекаменноугольной предфлишевой формации. В *касимовское и гжельское время* происходит циклическое переслаивание мергелей, аргиллитов (часто известковистых), алевролитов и глинисто-кремнистых отложений. Скорость осадконакопления была невысокая и составляла 32 м/млн. лет. Таким образом, появление предфлишевой формации в данном районе связывается, очевидно, с началом позднего карбона.

Следует подчеркнуть, что морфология поверхностей московского - гжельского ярусов конкордантна поверхности девонско-каменноугольной карбонатной плиты. В структурном отношении девонско-каменноугольный профиль платформенного чехла представляет собой единое залегающее субгоризонтально геологическое тело.

С наступлением пермского периода (*раннепермское время*) начинается активная фаза коллизии, включающая орогенез и складкообразование. Терригенный материал, в отличие от предыдущего этапа, поступает с востока – с наступающих на запад гор Урала (Уральская кордильера). Восточный край континентальной плиты интенсивно пододвигается под ороген и под давлением надвинутой новообразованной посткеанической плиты постепенно наклоняется, образуя восточное крыло Кунгурской моноклинали, падающей на восток под углом 1-3° в сторону внутреннего шельфа без какого-либо синклинального прогибания девонско-каменноугольной терригенно-карбонатной плоскопараллельной платформы. В результате формируется асимметричный краевой прогиб, в котором западную, внешнюю зону составляет обширное пологое пришельфовое ложе водоёма, а на востоке внутреннюю зону – глубоко погруженный бассейн, неравномерно заполняющийся морскими молассоидными отложениями.

Во внешней зоне бассейна скорость осадконакопления была небольшая. Во внутренней зоне морская моласса формировалась в условиях резко расчленённого подводного рельефа у подножия кордильеры, передовой склон которой в виде уступа (эскарпа) являлся восточным бортом предгорного бассейна. По мере дивергентного сближения плит предгорный бассейн мигрировал в сторону платформы с востока на запад, сохраняя некомпенсированный режим осадконакопления. Надвигание уступа на наклоненную карбонатную платформу обеспечивало высокую скорость накопления осадков вблизи его подножия (более 90 м/млн. лет), которая быстро затухала по мере удаления к западу. Со временем смещалась и его западная граница, что зафиксировано в циклическом, последовательном (с востока на запад) расположении субмеридиональных гряд барьерных рифов: дуванских, тулумбасовских и саргинско-сылвенских (за пределами листа О-40-XXX). В периоды лавинообразного наступления кордильеры перед её фронтом формировались передовые клиновидные тектоно-седиментационные структуры в виде довольно узкой фациальной зоны накопления морской молассы. Лавинный характер молассы подтверждается следами гравитационного проседания галек в нижележащие нелитифицированные глинистые слои (аргиллиты) и хаотичным размещением галек в конгломератах.

Максимум накопления молассоидов происходил в артинском веке. В периоды затухания тектонической активности наступал режим накопления осадков флишевой

формации. Ассельско-артинский флишево-молассоидный комплекс (*чигишанская, копысовская, бисертская и белокатайская свиты*) залегает на нижележащей девонско-каменноугольной расслоенной толще с угловым и структурным несогласием, образуя поверхность несогласного клиноформного налегания – зону регионального выклинивания.

Накопление нижней морской молассы завершается в конце артинского века. Дальнейшая эволюция краевого осадочного бассейна, связанная с переполнением его осадками и развитием эвапоритов, происходила к западу от территории листа О-40-XXX.

В заключительной фазе позднегерцинского этапа в результате дальнейшего сдвижения плит происходит тектоническое смятие, разрушение и сгруживание СВК, расположенных западнее зоны субдукции, и эскалация складчато-надвиговых деформаций Уральского орогена на платформенный чехол во внутренней зоне Предуральского прогиба. Превалирующее значение приобретают горизонтальные крупноамплитудные перемещения горных масс. Синхронно и в соответствии с общим планом складчатости Уральского орогена в Западноуральской зоне складчатости и в Предуральском прогибе формируются складчатые и многоярусные складчато-надвиговые структуры.

Предположительно, в кунгурское время произошло шарьирование с востока отложений континентального склона и его подножия, перекрывших значительную часть восточной половины бывшего континентального шельфа с образованием сложно построенной чешуйчато-надвиговой Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуры. Перед фронтом надвигов в пределах автохтонов и параавтохтонов образуются продольные складки изгиба. Крупные куполовидные складки изгиба осложнены более мелкими цилиндрическими и коническими складами. В результате интерференции складчатости на продольных линейных складках образуются крупноамплитудные локальные поднятия, с которыми могут быть связаны высокые природные резервуары.

В послекунгурское время складчато-надвиговым деформациям подвергаются средне- и позднепалеозойские пришельфовые и молассоидные СВК Предуральского прогиба. Образуется кулисно расположенный Главный Западно-Уральский надвиг, который перекрывает резорбированную восточную границу нижнепермских отложений и ранее образованные складчатые структуры платформенного чехла. Перед фронтом регионального надвига в висячих боках листрических разломов образуются высокоамплитудные цилиндрические складки скалывания, включающие высокые природные резервуары.

В целом так формируется региональный Западно-Уральский покровно-складчатый пояс. В горном районе Западно-Уральской зоны складчатости на уровень эрозионного среза выходят дислоцированные ранне-среднепалеозойские СВК и тектонические блоки

докембрийских комплексов. В зоне субдукции, контролируемой региональным структурным швом – Главным Уральским глубинным разломом, также проявляются горизонтальные перемещения и сгущивание консолидированных палеозойских СВК островодужного сектора. Разветвленная система листрических разломов с вогнутой формой сместителей, сопряженных с зоной ГУГРа, позволила телескопирование различных СВК при многостадийном сгущивании их в узкую постколлизийную полосу. При этом сгущивание было не хаотичным, и сохранена изначальная поперечной зональность стратифицированных комплексов. Исходя из структурных построений, данный региональный разлом иногда диагностируется как Главный Уральский надвиг [Водолазская, 2014].

По косвенным признакам орогенные процессы на Урале всплесками продолжались в послепермское время и завершились в конце ранней юры. В описываемом районе в этот период происходит частичное обновление разломов и окончательно оформляется складчатый облик геологических структур. При этом частичной деструкции подвергается нефтегазоносный резервуар сводчатого поднятия Становая структура, представляющего собой тектонический дуплекс – крупноамплитудную складку скалывания висячем боку листрического разлома – Саргинского сдвига-надвига. В итоге высокobarического давления на запечатанную структуру произошло разрушение палеозалежи углеводородов и превращение нефти в твердые битумы. Структурный анализ нефтегазоматеринских толщ Предуральского прогиба позволяет предполагать, что условия для высокого катагенетического преобразования ОВ, генерации и накопления углеводородов сохранились в поднадвиговых локальных поднятиях (Сабикская структура, Западно-Киргизшанское поднятие).

Мезозойско-кайнозойский этап отмечается развитием в триасе постколлизийного рассеянного рифтогенеза, охватившего Зауралье и Западную Сибирь. С ним связано формирование на смежных к северу территориях угленосных грабенов Среднего и Северного Урала. К середине юры завершается консолидация Уральской складчатой системы, она переходит в субплатформенный режим развития и становится частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы. Уральский ороген подвергается интенсивной денудации, но остается большей частью приподнятым по сравнению с Западной Сибирью. Поэтапно формируются современные формы рельефа Уральского региона.

Континентальное развитие района в мезозойско-кайнозойское время сопровождается неоднократной перестройкой речной сети и поэтапным изменением рельефа. На территории листа О-40-XXX по классификации [Сигов, 1981] выделяется четыре тектоно-

климатических этапа рельефообразования: позднепалеогеновый, миоценовый, плиоцен-четвертичный.

Поздепалеозойско-палеогеновый (*средняя юра – средний эоцен*) этап характеризуется тектонической стабилизацией территории. В условиях теплого гумидного климата развивается интенсивное химическое выветриванию с образованием линейных и площадных кор выветривания, формируются закарстованные поверхности карбонатных толщ.

Позднепалеогеновый (*эоцен-олигоцен*) этап характеризуется поднятием региона и кратковременным оживлением тектонической активности на фоне умеренно-теплого гумидного климата. На этом этапе происходит развитие речной сети как унаследованной, так и вновь заложеной. Предположительно в этот период вдоль древнего уступа образуется линейно вытянутая долина реки Прачусовая, фиксирующаяся локальной интенсивной (3-7 мГл) линейной отрицательной гравитационной аномалией.

Миоценовый (*ранний – средний миоцен*) этап характеризуется относительным тектоническим покоем и умеренно теплым, засушливым климатом с кратковременными сезонами ливневых дождей. На этом этапе формируются пролювиально-делювиальные отложения наурзумской свиты и делювиальные отложения каракольской свиты.

Плиоцен-четвертичный этап россыпеобразования характеризуется пульсирующими периодами тектонических движений с формированием новой, относительно глубоко врезанной и разветвленной речной сети с современными очертаниями. В начале этапа в западной депрессионной зоне вдоль долины р. Прачусовая формируются образования кустанайской свиты. На этом этапе происходит похолодание и смена гумидного климата. Образуются современные продуктивные золотоносные россыпи.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Геоморфологическое районирование

Площадь исследования (лист О-40-XXX) расположена в пределах двух геоморфологических областей: Русской равнины (крайняя западная часть) и Уральского горного сооружения. Выделяется четыре района: 1 - в составе Русской равнины и 3 - в составе Уральского кряжа. А.П. Сиговым выделены следующие районы: I^4_1 – Юрюзано-Сылвинская депрессия (Русская равнина), II^1_1 – район западного склона и предгорий Среднего Урала, II^2_1 – район осевой части Среднего Урала, II^1_2 – район приподнятых горных массивов западного склона Среднего Урала [Сигов, 1981].

Юрюзано-Сылвинская депрессия (I^4_1) является областью тектонически стабильной в мезозое и кайнозое, которую слагают пермские терригенные образования, представленные конгломератами, песчаниками, гравелитами, аргиллитами, алевролитами. Поверхность сильно расчлененная с широкими речными долинами. Преобладают сглаженные формы рельефа с пологими и уплощенными хребтами и вершинами, вероятно, сложенными более твердыми породами, формируя увалисто-холмистый рельеф. Преобладающие отметки рельефа составляют 300-400 м с отдельными более высокими хребтами и вершинами, такими как г. Рели (468,6) в северной части района и Каменный хребет с г. Малиновая (529,7), г. Накоряковская (590,7). Энергия рельефа составляет 80-120 м. Водоразделы не выражены, представляя из себя цепи холмов с поверхностями выравнивания, обрамленные более крутыми склонами. Величина неотектонических поднятий составляет 160-180 м.

Район западного склона и предгорий Среднего Урала (II^1_1) является областью относительных поднятий в мезозое и кайнозое. Ограничивается с востока Шишимской и Билимбаевской дислокационными зонами. Невысокие гряды и холмы, чередующиеся с ложбинами, образуют в этом районе грядово-холмисто-увалистый рельеф. Грядовой характер рельефа и субмеридиональная ориентировка обусловлены литологическим составом коренных пород, сложенных устойчивыми к выветриванию песчаниками и кварцитами, составляющими Киргишанский Увал и Каменногорское поднятие. На междуречьях преобладают абсолютные отметки 420–450 м, отдельные вершины достигают 500 м и более: г. Сабик, 531 м, г. Высокая, 505,8. Весь район пересекает р. Чусовая, которая, глубоко врезаюсь в коренные породы, формирует корытообразную долину с крутыми бортами (участками каньонообразные) с фрагментами высокоцокольных террас и скальных обнажений; река сильно меандрирует, преобладает боковая эрозия. Энергия рельефа составляет 200–250 м, что коррелирует с амплитудами неотектонических движений, составляющими около 200-250 м. Широким распространением пользуются

аккумулятивные формы рельефа ($Q_{II}-Q_{III}$), представленные пологонаклонёнными к реке площадками, прослеживаются фрагменты многочисленных эрозионно-структурных депрессий и значительным развитием пользуются карстовые формы рельефа [Сигов, 1981].

Район осевой части Среднего Урала (Π^2_1) являются областью сильно сглаженного рельефа и характеризуются невысокими горными вершинами, абсолютная высота которых редко достигает 400 м. Ориентировка форм рельефа так же субмеридиональная и представлена, главным образом, Коноваловским хребтом с г.Гладкая (573,2). Границы этого района, с прилегающими остаточными горами западного склона Урала, почти не выражены в рельефе.

Район приподнятых горных массивов Среднего Урала (Π^1_2) занимает крайнюю северо-восточную часть описываемой территории; здесь проходит главный водораздел, который формирует сильно расчленённый холмисто-увалистый рельеф. Район отличается значительной приподнятостью с абсолютными отметками 250-600 м. Энергия рельефа составляет 300-350 м, объём неотектонических поднятий 200-250 м. Ориентировка макроформ рельефа преимущественно меридиональная, согласная с направлением геологических структур. В районе господствуют эрозионно-денудационные процессы, которые сосредотачиваются, главным образом, в придолинных зонах.

Генетически однородные поверхности

В ходе анализа геоморфологической структуры удалось выделить три группы генетически однородных поверхностей – денудационная, эрозионно-денудационная и аккумулятивная.

Денудационный рельеф

Поверхность выравнивания, созданная комплексной денудацией, срезающая древнее складчатое основание (MZ_2-Q) (1), широко представлена в области Уральского кряжа. Гипсометрически это самые возвышенные формы рельефа (400-600 м) с пологими склонами ($5-10^0$), слагающие выровненные вершины крупных водоразделов, и более мелких гряд. Распространены на магматических породах, ядрах антиклинальных структур, сложенных твёрдыми терригенными породами и представлены элювиально-делювиальными отложениями верхнего плейстоцена-квартера.

Поверхность выравнивания, созданная комплексной денудацией, срезающая платформенные субгоризонтальные структуры (MZ_2-Q) (2), находится на территории района Юрюзано-Сылвицкой депрессии. Характеризуется мягкими, сглаженными формами рельефа, выровненными вершинами и довольно пологими склонами (до 5^0) и слагает денудационные останцы. Гипсометрически поверхность расположена на высоте 350-400 м, достигая 500-600 м в юго-западной части листа. Эта поверхность отличается наиболее

сглаженным рельефом. Распространены на терригенно-карбонатных породах пермского возраста.

Субгоризонтальная поверхность, созданная преимущественно карстовыми процессами на терригенно-карбонатных породах каменноугольного и девонского возраста (MZ₂-Q) (3), сосредоточена в Чусовской палеодолине, в Чусовской эрозионно-структурной депрессии. Она представлена пологой поверхностью, наклонённой в сторону рек, по которым развиваются карстовые и исчезающие реки-суходолы. Кроме современного карста, имеют развитие формы древнего карста, главным образом, представленные карстовыми воронками глубиной до 70 м. Воронки заполнены рыхлыми мезокайнозойскими отложениями. Гипсометрически поверхность расположена на высоте 300-400 м

Эрозионно-денудационный рельеф

Умеренно-крутые и крутые склоны горных гряд и возвышенностей, созданные комплексной денудацией (N-Q), (4) пространственно приурочены к поверхностям выравнивания и обрамляют наиболее высокие участки, такие как хребет гора Малиновая или Верх-Нейвинский массив с 6-7 степенью вертикальной расчленённости рельефа и крутизной склонов 8-20°. Гипсометрически поверхность расположена на высоте 350-550 м. Развита по твёрдым терригенным или магматическим породам. Поверхность покрыта маломощным чехлом четвертичных отложений (до 4-6 м), представленных элювиальными, делювиальными и коллювиальными суглинками, глинами, щебнем и глыбами местных пород.

Пологие и умеренно-крутые склоны горных гряд и возвышенностей, созданные комплексной денудацией (N-Q), (5) также приурочены к поверхностям выравнивания, имеют 5-6 степень вертикальной расчленённости рельефа и крутизну склонов до 8°. Гипсометрически поверхность расположена на высоте 350-530 м и покрыта маломощным слоем элювиальных, делювиальных и десерпционных отложений.

Пологие склоны гор и возвышенностей, созданные комплексной денудацией (P₃-Q), (6) распространены на всей территории листа. Образуют слабоволнистые, пологие и субгоризонтальные поверхности по породам различного литологического состава с крутизной склонов до 4° и 4-5 степенью вертикального расчленения. Поверхность приурочена к межгорным впадинам, подножиям гор и возвышенностей, склонам речных долин. Гипсометрически поверхность расположена на высоте 320-400 м и покрыта элювиальными и делювиальными отложениями разного возраста.

Аккумулятивный рельеф

Нижне-среднемиоценовая аккумулятивная поверхность (N_I) (7), распространённая в пределах наурзумской свиты, сохранилась от размыва в пределах карстующихся

силурийских и каменноугольных известняков на отрезке Чусовской и Вишерско-Висимской депрессий и посередине Киргишанского увала среди терригенных отложений позднего силура и девона. Гипсометрически они расположены в диапазоне высот от 300 до 320 метров до 380-450 в южной части. Размеры нижнемиоценовых долин варьируют от 1 на 1,3 км для изометричных тел и до 0,6-1 км на 3-4 км для вытянутых до огромной плащевидной поверхности на юге, где она достигает 10,7х8 км. Поверхности наклонены в сторону долины реки. Мощность до 23 м.

Верхнеплиоцен-нижнеплиоценовая аллювиальная, эрозионно-аккумулятивная поверхность (N_{I-II}) (8), распространёна в пределах каракольской и кустанайской свит. Она развита фрагментарно наклонными, почти не выраженными в рельефе площадками шириной до 1,3 км и длиной 6,3 км. Высота поверхности составляет 250-310 м в долине р. Чусовой и 350-370 м в долине р. Вост. Шишим.

Среднеплейстоценовая аккумулятивная поверхность третьей (исетской) и четвертой (уфимской) надпойменных террас объединённых (Q_{II}) (9) распространена на всех крупных реках, таких как Чусовая, Ревда, Вост. Шишим и др.

В пределах листа выделяются высокие эрозионно-аккумулятивные террасы – уфимская и исетская, часто нерасчленённые и слабо выраженные в рельефе.

Уфимская цокольная терраса среднечетвертичного возраста отмечается по рекам Чусовая, Черемша и Ревда. Формирует четвертую надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 20-25 м. Террасовые поверхности узкие, наклоненные в сторону долины, ширина – до 1 км, протяжённость – до 3 км. Мощность до 11 м.

Исетская среднечетвертичная терраса формирует третью надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности порядка 17-20 м (высота цоколя 10-12 м). Площадка террасы узкая, наклонная в сторону долины реки, ширина – до 1 км, протяжённость – до 1,5 км. Мощность аллювия до 8 м.

Верхнеплейстоценовая аккумулятивная поверхность первой (режевской) и второй (камышловской) надпойменных террас объединённых (Q_{III}) (10) распространена в долинах рек Чусовая, Ревда, Черемша. Она формирует эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 6-21 м, ширина – до 0,3 км, протяжённость – до 5,3 км. Мощность до 21 м.

Камышловская терраса (эрозионно-аккумулятивная) распространена на реках Чусовая, Ревда, Черемша и др. Аллювиальные образования слагают вторую надпойменную террасу с относительной высотой поверхности 8-12 м. Терраса морфологически хорошо выражена, площадка обычно наклонена к реке, что связано с возрастанием мощности

делювиальной «покрышки» к тыловому шву. Чаще всего цоколь террасы находится на небольшой глубине относительно уреза реки, но на неравновесных участках долины цоколь выходит на дневную поверхность ширина – до 1 км, протяжённость – до 3,7 км. Мощность до 21 м.

Режевская терраса распространена в долинах рек и их крупных притоков. Отложения формируют первую надпойменную аккумулятивную террасу, с высотой поверхности 5-7 м относительно уреза воды. Площадка террасы ровная, субгоризонтальная, слабо расчленённая современными ложками, с хорошо выраженной бровкой и тыловым швом, ширина – до 1 км, протяжённость – до 2,7 км. Мощность до 5 м.

Голоценовая аккумулятивная поверхность пойменных отложений (Q_H) (11) распространена повсеместно в долинах рек. Поверхность состоит из высокой и низкой пойменных террас, а также русла рек и их пляжей. Высокая пойма морфологически хорошо выражена, относительная высота её поверхности – 3-4 м, ширина – до 0,6 км. Мощность до 10 м.

Голоценовая палюстринная равнина (Q_H) (12) локально распространена в долинах рек и их крупных притоков. В Верхнечусовском районе приурочена к долине р. Белый Атиг с двумя месторождениями торфа, где фациально замещается аллювием камышловской и режевской террас и верховьям р. Северная Дарья. Морфологически поверхность представлена очень пологими склонами. Ширина площадок 1-1,3 км, протяжённость 3,6-4 км. Мощность до 11 м.

Техногенные отложения (Q_H) (13) представляют из себя перемещённые образования, связанные с отвалами горнодобывающих предприятий, с добычей россыпного золота и платины, строительных материалов. Крупные по площади отвалы и карьеры расположены рядом с такими населёнными пунктами как Первоуральск, Ревда, Билимбай, Дружинино. Образования используются в дорожном строительстве для отсыпки дорог. Мощность до 70 м.

Формы рельефа

Благодаря широкому распространению в субстрате карбонатных пород важным рельефообразующим фактором в течение всего периода континентального развития выступает карст, приуроченный к эрозионно-структурным депрессиям и Чусовской палеодолине. Мезозойская и олигоценовая эпохи активного карстообразования оставили свои следы в виде крупных карстовых котловин и воронок различных размеров в пределах эрозионно-структурных депрессий и олигоценовых долин. Формы древнего рельефа в настоящее время полностью законсервированы песчано-глинистыми осадками.

Четвертичный карст представлен большим количеством активно развивающихся разнообразных форм, тяготеющих к придолинным площадям, контактными зонам карстующихся пород с не карстующимися, зонам тектонических нарушений.

Наиболее сильно поражены карстом чистые силурийские и девонские известняки, слагающие бассейн р. Черемши, где известно более 500 воронок диаметром 1-20 м и глубиной 0,5-7 м.

Карстовые полости, в основной массе заполненные песчано-глинистыми осадками, вскрываются скважинами на 100-150 м и ниже главного уровня дренирования – р. Чусовой. Менее активно развивается карст в известняках и доломитах карбона и верхнего девона [Гермасименко, 1974ф].

Широким развитием в пределах района работ пользуются техногенные формы рельефа: карьеры, отвалы, железнодорожные выемки и насыпи. Крупные карьеры и расположены в окрестностях ст. Дружинино, д. Никитино, пос. Крылосово, Новоуткинска, Староуткинска, Билимбая, Первоуральска, на горах: Дикая Сопка, Красная и др.

Неотектоника и история развития рельефа

Современный рельеф района работ формировался в течение длительного времени и имеет сложную историю, тесно связанную с историей геологического развития всего Пермского Приуралья и Урала.

А. П. Сиговым были намечены основные тектоно-климатические этапы формирования рельефа в мезокайнозойской истории с присущими им характерными сочетаниями климатических и тектонических условий [Сигов, 1981].

На площади листа были выделены четыре: позднемезозойско-среднепалеогеновый (MZ_2-P_2), олигоценный (P_3), миоценовый (N_1), плиоцен-четвертичный (N_2-Q).

Позднемезозойско-палеогеновый этап характеризуется тектоническим спокойствием, субтропическим до тропического, преимущественно гумидным климатом с периодами аридного. На данном этапе сформировались пять отчётливо выраженных в рельефе эрозионно-структурных депрессий. Формирование их связано с эрозионным фактором и тектоническими структурами Урала, возникшими к концу палеозоя, из-за чего имеют субмеридиональное направление: 1- Чусовская, 2- Вишерско-Висимская, 3- Ивдельско-Тагильская, 4- Демидская, 5- Ревдинско-Шишимская.

Чусовская депрессия прослеживается в центральной части района, в пределах развития известняков девонского и каменноугольного возраста. Ширина депрессии у с. Староуткинск и ст. Кузино достигает 10-12 км. На большом расстоянии депрессия наследуется современной долиной р. Чусовая.

Вишерско-Висимская депрессия приурочена к полосе развития сланцев и известняков и наследуется реками Казачий Шишим, Черемша и др.

Южное окончание Ивдельско-Тагильской депрессии прослеживается среди силурийских и девонских вулканогенно-осадочных пород. Депрессия наследуется современной долиной р. Тагил.

Демидская депрессия является юго-западным ответвлением Чусовской депрессии. Депрессия на отдельных участках наследуется долинами рек Демид и Буй.

Ревдинско-Шишимская депрессия является продолжением на юг Ивдельско-Тагильской депрессии. Приурочена она к полосе эффузивных и эффузивно-осадочных пород в зоне сочленения Центрально-Уральского поднятия и Тагильского прогиба, наследуется, в основном, современной долиной р. Ревда.

Депрессии, являясь наиболее пониженными участками, сохранившимися с мезозойского времени и в них проходил длительный процесс накопления устойчивых терригенных и хемогенных компонентов. Это определяет их промышленное назначение как в отношении россыпных месторождений золота, титановых минералов, алмазов, так и в отношении хемогенных месторождений никеля, железа.

В олигоцене территория листа находилась в условиях поднятия. Климат был умеренно тёплым, гумидным. Этот период характеризуется образованием маломощной гидрослюдисто-каолинитовой коры выветривания со сравнительно слабой степенью химической переработки материала.

В миоценовый этап на территории листа устанавливается относительная тектоническая стабильность. Засушливый климат с сезонами ливневых дождей способствовал интенсивному плоскостному смыву элювия и древних рыхлых осадков с водоразделов и образованию довольно крутых склонов с углами наклона до 10-15°. Эти участки прослеживаются вдоль мезозойской и олигоценовой денудационных поверхностей полосами шириной 0,5-1,5 км, в основании находятся шлейфовидные скопления.

Раннемиоценовая речная сеть (в прошлом олигоценные долины) наследовала ранне-мезозойские эрозионно-структурные депрессии. На площади листа выделяются две такие долины: Прачусовская и Серебрянско-Висимская [Сигов, 1981], осадки которых представлены переслаиванием разнозернистых кварцевых песков и галечников, в которых наблюдаются прослои серых, участками обохренных каолинитовых глин наурзумской свиты. Мощность осадков редко превышает 3-5 м и распространены они фрагментарно (в районе междуречья р.р. Пестерихи и Шайтанки, в районе п. Староуткинск, у д. Нижнее Село и на правом берегу р. Черемша у д. Никитино), но в целом оказывают существенное влияние на литогенную основу ландшафта.

Плиоцен-четвертичный этап развития характеризуется прерывистым воздыманием района сводового и сводово-глыбового характера. Суммарные положительные деформации оцениваются в 225-250 м. Формирование новой поверхности выравнивания происходит в суровых климатических условиях с образованием маломощной дресвяно-глинистой или щебнистой коры физического выветривания. Современная речная сеть в большинстве случаев унаследовала более древнюю, у плиоцен-четвертичная система чаще всего вписана в древние олигоценные долины, что доказывает наличие террас.

В долине р. Чусовой площадки надпойменных террас выделяются на высотах соответственно 20-25 м, 17-20 м, 8-12 м, 5-7 м изолированными участками. Пойма развита повсеместно. Высота высокой поймы достигает 3-4 м, низкой 1-1,5 м. Наибольшее развитие имеют аккумулятивная и эрозионно-аккумулятивная террасы верхнего неоплейстоцена – режевская и камышловская. По своему строению пойма и первая надпойменная терраса аккумулятивные. Вторая, третья и четвертая террасы – эрозионно-аккумулятивные. Благодаря размыву и денудации, верхние (третья и четвертая) террасы представляют собой эрозионные площадки, на которых аллювий сохранился лишь в карстовых впадинах. Этот комплекс отмечается по р. Бол. Шишим у пос. Пальники в зоне сочленения Вишерско-Висимской и Ивдельско-Тагильской депрессий. В долинах остальных рек развит лишь надпойменный комплекс и редко, в виде отдельных пятен, первая надпойменная терраса. Цокольные участки пойменных террас, где аллювиальные отложения отсутствуют даже в русле реки, наблюдаются на р. Чусовой у д. Ниж. Село и ниже д. Трека.

Неравномерными новейшими движениями обусловлено образование неравновесных участков речных долин, где можно видеть цокольные участки аккумулятивных террас, некоторые деформации террасовых уровней, резкое сокращение мощности пойменных и русловых отложений, увеличение крупности аллювия, валунчатые перекаты.

Амплитуды вертикальных голоценовых движений невелики и выражаются обычно единицами метров.

Общий план развития новейших тектонических структур сохраняется и в наше время. Об этом свидетельствует дифференциация русловых осадков разного гранулометрического состава, повышенная водоносность пород в локальных линейных зонах, активизация оползней и осыпей на отдельных участках и др.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа О-40-XXX известны месторождения, проявления и пункты минерализации различных полезных ископаемых, связанные с интрузивными, вулканогенными и осадочными образованиями. На изученной площади расположено 1 месторождение железа, 1 месторождение хрома, 13 россыпных месторождений золота и платины, 1 техногенное месторождение меди и золота, 33 месторождения строительных материалов (из них 15 месторождений четвертичного возраста), 2 месторождения торфа и 9 месторождений подземных питьевых вод. Кроме того, на рассматриваемой площади известно 1 проявление каменного угля, 110 проявлений и пунктов минерализации железа, 1 пункт минерализации марганца, 13 проявлений хрома, 19 проявлений и пунктов минерализации меди, 1 проявление никеля, 3 проявления бокситов, 6 проявлений и пунктов минерализации редких металлов, 2 проявления урана, 5 проявления коренного золота и серебра, 44 россыпипроявления и шлиховых потоков благородных металлов, 13 проявлений и пунктов минерализации неметаллических полезных ископаемых (огнеупорные глины, асбест, демантоид, мрамор). Помимо выше перечисленного на КЗПИ вынесено 13 площадных комплексных аномалий в рыхлых образованиях, 2 точечные шлиховые пробы, содержащие алмаз и повышенное содержание золота.

Ведущее значение для рассматриваемой территории имеют месторождения железа, россыпного золота, строительных материалов.

Все объекты минерального сырья принадлежат к 9 генетическим типам и отнесены к 21 рудной формации.

Сведения о полезных ископаемых на территории листа О-40-XXX даны по состоянию на 01.01.2023 г.

Твёрдые горючие ископаемые

Уголь каменный

В пределах листа О-40-XXX расположено одно проявление каменного угля, в южном окончании Чусовского каменноугольного района..

Проявление каменного угля **Без названия** (I-2-2), расположено в 3,2 км юго-восточнее с. Чусовое, на левом берегу р. Чусовая в устье руч. Таволжанка. Приурочено к отложениям западноуральской свиты и представлено 2 пластами непромышленной мощности (от 0,25 до 0,6 м), протягивающимися в северо-западном направлении на первые сотни метров и выклинивающееся [Государ., 2014, Есипов, 1947 ф].

Торф

Торфяные залежи приурочены к полюстрию горбуновского горизонта современных болот. На площади листа известно два малых промышленных месторождения, находящиеся в резерве – Просвирино и Щипаново. Они находятся в пойменной долине р. Белый Атиг. Торфяники залегают как на аллювиальных отложениях первой и второй надпойменной террас, так и на делювии североуральского надгоризонта. По условиям залегания торфяники относятся к низинному. Торф может использоваться в качестве энергетического и коммунально-бытового топлива, в качестве удобрений.

Малое месторождение **Просвирино** (IV-2-21) расположено на правобережье р. Белый Атиг в пределах болота Щипаново, в 6,7 км северо-северо-восточнее пос. Атиг. Месторождение находится в нераспределённом фонде недр. Разведочные работы были проведены в 1975 г. Площадь торфяной залежи в нулевой границе составляет 123 га, в промышленном контуре – 74 га. Максимальная мощность торфа 2,8 м, средняя 1,3 м. Тип торфа низинный, степень разложения составляет 41 %, зольность 11, влажность 82,3 %, пнистость 0,4 %. Запасы торфа подсчитаны по категории А и составили 242 тыс. т. [Ашмарин, 2022 ф].

Малое месторождение **Щипаново** (IV-2-22) расположено на правобережье р. Белый Атиг в пределах болота Щипаново, в 9,0 км севернее пос. Атиг. Месторождение находится в нераспределённом фонде недр. Разведочные работы были проведены в 1975 г. Площадь торфяной залежи в нулевой границе составляет 167 га, в промышленном контуре – 74 га. Максимальная мощность торфа 2,6 м, средняя 1,1 м. Тип торфа низинный, степень разложения составляет 46 %, зольность 11, влажность 81,3 %. Запасы торфа подсчитаны по категории А и составили 226 тыс. т. [Ашмарин, 2022ф]. В период 1941-1945 г.г. месторождение эксплуатировалось для нужд Атигского метизного завода.

Металлические ископаемые

Чёрные металлы

Железо

На изученной территории расположено одно среднее месторождение, 99 проявлений и пунктов минерализации железных руд четырёх генетических типов – магматического, вулканогенно-осадочного, гипергенного и гидротермально-метасоматического.

К *магматическому генетическому типу* отнесено одно месторождение -Первоуральское и ряд проявлений и пунктов минерализации ванадий-титан-железорудной габбро-пироксенит-дунитовой рудной формации. Промышленное

титаномагнетитовое оруденение локализуется в пироксенитах и горблендитах второй фазы качканарского комплекса, в единичных случаях вкрапленные титаномагнетитовые руды встречаются в дунитах первой фазы.

Среднее месторождение **Первоуральское** (Ш-4-34) расположено на юго-восточной окраине г. Первоуральск, на левобережье р. Чусовая. Приурочено к Ревдинскому пироксенит-габбровому массиву. Разведывалось с 1929 г. Промышленная отработка месторождения начата с 1935 г. и ведётся по настоящее время.

Месторождение залегает в висячем боку горблендитов в их юго-восточной части. Горблендиты круто падают на восток, с погружением на юг, выклиниваются на глубине 1,5 км. Наиболее интенсивное оруденение приурочено к крупнозернистыми горблендитами, что является характерным признаком для Первоуральского месторождения. Горблендиты, не несущие оруденения, представлены обычно мелкозернистыми разностями. В западной части месторождения титаномагнетитовое оруденение постепенно переходит в безрудные горблендиты, а в восточной ограничена габбродолеритами мариинского комплекса и габброидами тагило-кытлымского комплекса, не имеющих промышленного оруденения. Контакт горблендитов с вмещающими габброидами магматический.

Титаномагнетитовое оруденение представлено четырьмя жилообразными рудными телами, с северо-северо-западным простиранием и крутым падением на восток. Средний размер рудных тел по простираанию 3450 м, по падению 140 м, мощность рудных тел от 180 до 600 (средняя 350) м. Глубина залегания кровли рудных тел до 30 м.

Руды месторождения вкрапленные со шпирами массивных руд и не имеют четких контактов с вмещающими породами.

В контуре промышленного оруденения, по содержанию железа, выделено три типа руд: 1) бедные вкрапленные руды с содержанием железа от 14 до 25 %; богатые вкрапленные руды с содержанием железа от 25 до 35 %; 3) сплошные руды с содержанием железа более 35 %. К некондиционным рудам, отнесены руды с содержанием железа менее 14 %. На месторождении наиболее развиты бедные вкрапленные руды.

Минеральный состав руд: магнетит, ильменит. В небольших количествах: пирит, халькопирит, борнит, гематит, ковеллин, халькозин, лейкоксен. Магнетит составляет 95 % объёма руды в неправильных зернах размером 0,1-1,5 до 3-4 мм, в пластинках по спайности роговой обманки, эмульсионной вкрапленности и включениях в ильмените размером 0,05-0,2 мм. Ильменит составляет 5 % руды в неправильных зернах размером 0,3-1,5 мм, в пластинках в магнетите, в мелких зернах в силикатах.

Средний химический состав руд по месторождению, %: Fe 16,3; V_2O_5 0,18; TiO_2 2,19. Вредные примеси представлены фосфором (0,03 %) и серой (0,03 %). В рудах содержится

Pt, Au и Ag, в количестве 0,23 г/т, 0,1 г/т и 3,49 г/т, соответственно. Структура руд сидеронитовая, распада твёрдых растворов.

Балансовые запасы железной руды, утверждённые ГКЗ (1955 г.), по категориям, млн. т: В 95,5; С₁ 142,0; С₂ 28,8. Запасы V₂O₅ не утверждались кроме среднего содержания в руде; определяются пересчетом и составляли по категориям, тыс. т: В 70,3; С₁ 116,7.

По состоянию 01.01.2023 г. в Госбалансе по Первоуральскому месторождению числятся запасы железных руд по категории В и С₁, 25,9 и 23,9 млн. т, соответственно, а также запасы V₂O₅ по категории В 44,3 тыс. т и по категории С₁ 45,7 тыс. т. [Галкина, 1955 ф; Косенкова, 2023 ф; Оболкин, 1972 ф].

Горнотехнические условия отработки месторождения простые. Месторождение отрабатывается открытым способом.

Проявления **Новолиствянское** (II-4-34), **Верхнегородское** (III-4-18), **Ближнеструлинское** (III-4-7) и пункты минерализации **Листвяное** (II-4-38), **На Борсучьей Горе** (II-4-49), **Дальнеструлинское** (III-4-2), **Аномалия Совхозная** (III-4-1) приурочены к небольшим телам горблендитов и дунитов качканарского комплекса, к габброидам тагило-кытлымского комплекса или к габбродолеритам мариинского комплекса. Магнетитовое и титаномagnetитовое оруденение представлено бедновкрапленными рудами с содержанием железа до 19 %, иногда с примесями меди до 0,55 %, никеля и кобальта до 0,1-0,12 %, ванадия до 0,01-0,02 %. Ввиду малых размеров магнетитового оруденения и низкого содержания железа упомянутые проявления и пункты минерализации признаны не перспективными.

К *вулканогенно-осадочному генетическому типу* на Ревдинской площади отнесено 7 проявлений и 1 пункт минерализации железорудной вулканомиктово-кремнисто-карбонатной терригенной рудной формации. Оруденение этой формации связано с метаморфизованными породами козинской, саранхапнёрской и хомасьинской свит и представлено магнетит-гематитовыми рудами среди кварц-серицитовых, углеродисто-серицит-кварцевых и аповулканогенных зелёных сланцев.

Вкрапленные магнетит-гематитовые руды образуют пластообразные и линзообразные рудные тела, реже маломощные кварц-гематитовыми жилы и залегают согласно с вмещающими породами. Угол падения рудных тел 65-80°. Протяжённость рудных тел колеблется от 40 до 300 м, мощность от 0,2 до 10,5 м.

Руды состоят из гематита в количестве 30-95 % и магнетита в количестве 1-20 %, в единичных случаях до 50 %. С рудными минералами ассоциируют кварц, биотит, серицит, хлорит, полевой шпат, амфибол, рутил, турмалин и пирит.

Промышленного значения данный тип оруденения не имеет.

Вулканогенно-осадочный тип оруденения на Ревдинской площади представлен группой Ильмовских проявлений, Зимовочным, Пузанихинским, Междустивянским и др.

Проявление **Ильмовское Ближнее** (IV-3-1) расположено в 3,2 км северо-западнее дер. Хомутовка (нежил.) и 10,2 км северо-восточнее пос. Дружинино.

Линзовидные и жилообразные тела вкрапленных гематитовых, реже магнетит-гематитовых руд залегают кулисообразно, согласно с вмещающими породами. Вмещающие породы представлены песчаниками, кварц-серицитовыми, углисто-серицит-кварцевыми сланцами козинской свиты. Угол падения их 65-80°, склонение южное. Протяженность рудных тел колеблется от 40 до 300 метров, мощность от 0,2 до 10,5 м. Магнетит-гематитовые руды состоят из гематита (30-95 %) и магнетита (1-20 %). С рудными минералами ассоциируют кварц, биотит, серицит, хлорит, полевой шпат, амфибол, рутил, турмалин, пирит. Качество руд: содержание железа 31,4-61,13 %, серы - 0,01 %, фосфора - 0,03-0,28 %. Элементы примеси: цинк (до 0,7%), барий (до 1%), медь (до 0,1%), ниобий (до 0,03%), редко германий (до 0,001%) и золото (до 0,25 г/т). Разведано до глубины 50-60 м. Проявление отрабатывалось в начале прошлого века [Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Парфёнов, 1983 ф].

Проявление **Ильмовское Среднее** (IV-3-4) расположено в 3 км западнее дер. Хомутовка (нежил.) и 9,4 км северо-восточнее пос. Дружинино, в 1,8 км южнее проявления Ильмовское Ближнее.

Проявление приурочено к терригенным образованиям козинской свиты, сложенной слюдисто-кварцевыми и альбит-серицит-кварцевыми сланцами. Магнетит-гематитовые руды в виде чечевицеобразных залежей и жил залегают согласно с вмещающими породами. Мощность рудных тел 0,3-0,8 м. Простираение субмеридиональное, падение восточное, крутое под углом 80°. Руда представлена вкрапленностью гематита и магнетита, последний встречается значительно реже. Почти всегда присутствует жильный кварц с небольшим количеством хлорита. Иногда кварц является основным элементом рудной массы. Содержание Fe в руде достигает до 39,53-49,64 %, S - до 0,01%, P - до 0,05% [Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Парфёнов, 1983 ф]. В 19-20 в.в. отрабатывалась зона окисления.

Проявление **Ильмовское Дальнее** (IV-3-5) расположено в 3,4 км юго-западнее дер. Хомутовка (нежил.) и 8,7 км восточнее пос. Дружинино.

Приурочено к терригенным образованиям козинской свиты, сложенной слюдисто-кварцевыми и альбит-серицит-кварцевыми сланцами, кварцитопесчаниками и конгломератами. Пластообразные и линзообразные тела вкрапленных магнетит-гематитовых руд

залегают кулисообразно, согласно с вмещающими породами. Угол падения их 65-80°, склонение южное. Протяженность рудных тел до 150 м, мощность до 3,0 м. Содержание железа от 48% до 54%, серы - 0,01%, фосфора - 0,03-0,2 %. В зоне окисления в конце 19 в. разрабатывались бурые железняки [Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Парфёнов, 1983 ф].

Проявление **Зимовочное** (VI-4-8) расположено в 8 км юго-западнее пос. Совхоз Ревдинский, 1,3 км южнее дер. Гусевка, исток р. Бол. Пузаниха.

Проявление представлено пластообразным кварц-гематит-магнетитовым телом мощность 0,6 м, и протяженностью 150 м, залегающим среди метаморфических образований хомасьинской свиты, представленных хлорит-серицит-кварцевыми сланцами с прослоями и линзами слюдистых кварцитов. Падение рудного тела восточное, согласно напластованию пород, угол падения - 45-50°. Содержание в руде, %: Fe_(вал.) 54,6; Zn до 0,03; As до 0,02; Y до 0,04. В одиночной пробе содержание Au составило 0,03 г/т. Оруденение прослежено до глубины 15 м. Отрабатывалось в начале 20 в. разрезом глубиной 7 м и со дна разреза шахтой глубиной 8 м [Борисов, 1982 ф; Варганов, 1964 ф; Мамин, 1974 ф].

Проявление **Междулиствянское** (III-4-33) расположено в 1 км северо-западнее д. Хомутовка. Представлено линзо-, и жилообразными телами гематитовых, реже магнетит-гематитовых руд среди гематитизированных серицит-кварцевых сланцев саранхапнёрской свиты. Мощность рудных тел около 0,5 м, протяжённость 150 м. Содержание в рудах, %: Fe_(вал.) до 35; S 0,01-0,1; P 0,09-0,145 [Варганов, 1964ф; Парфёнов, 1983ф].

Проявление **Пузанихинское** (IV-4-9) расположено в верховьях р. Бол. Пузаниха, на восточном склоне высоты 466,5. Представлено пластообразными кварц-гематит-магнетитовыми жилами среди рассланцованных песчаников и аповулканогенных сланцев хомасьинской свиты. Мощность жил от 0,2 до 2 м, протяженность до 150 м. Падение жил восточное, согласно напластованию пород, угол падения - 45-55°. Содержание Fe_(вал.) 44-45 % [Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Мамин, 1974 ф].

Проявление **Гладкинское** (IV-3-9) расположено на водоразделе рек Цибиха, Сухая Утка и Густа, в 4,4 км юго-восточнее ж/д станции Ильмовка.

Геологическое строения Гладкинского проявления аналогично геологическому строению района Ильмовских проявлений. В отличии от последних на Гладкинском проявлении гораздо больше распространены гипабиссальные граносиениты хомутовского комплекса, сопровождавшиеся процессами метасоматоза вмещающих пород: окварцевание, альбитизация, карбонатизация и серицитизация.

Проявление представлено телом мартитизированных магнетитов, вскрытых скважиной на глубине 93,5-95,5 м. Магнетитовое оруденение залегает в висячем боку кварц-баритовой жилы. Мощность тела магнетитов 2 м, протяжённость по простиранию 100 м и прослежено на глубину 130 м.

Состав руд: магнетит (50-100 %), лимонит, пирит, кварц. Акцессорные минералы представлены пиритом, амфиболом, полевым шпатом, биотитом, серицитом, турмалином, цирконом, эпидотом и сфеном.

Содержание в руде, %: Fe_(вал.) 33,8-51,38; S менее 0,1; P 0,38. Элементы-примеси, %: Zn до 0,07; Pb до 0,1; Ba до 0,1; As до 0,03; Cu до 0,05; Mo до 0,0007.

Описание полиметаллического оруденения Гладкинского проявления приведено в соответствующем разделе.

К *гипергенному* генетическому типу на Ревдинской площади отнесено 79 проявлений в составе *железорудной терригенной зоны инфильтрации* рудной формации.

Бурые железняки в описываемом районе распространены очень широко и служили основным источником железа для местных металлургических заводов в 19, начале 20 века. Сейчас эти проявления самостоятельного практического значения не имеют, в виду крайне малых запасов и выработанности руд. Сведений о размерах рудных тел, элементах их залегания, запасах и количестве добытой руды очень мало.

В описываемой формации объединены бурые железняки двух типов: остаточные элювиальные, развитые над прожилковыми и вкрапленными сульфидными рудами («железные шляпы») и бурые железняки, не связанные с сульфидными рудами – это бурые железняки бокальского типа, развитые, преимущественно по сидеритам.

Залежи бурых железняков, иногда с повышенным содержанием марганца, развиты в образованиях мезозойской коры выветривания, развитой по породам в возрастном диапазоне от рифея до карбона, но чаще всего выполняющих карстовые воронки в карбонатных отложениях девонского возраста. Рудные тела имеют гнездообразную и пластообразную форму и состоят из гидрогетита (80-90 %), гетита (5-10 %), турьита (5-10 %) и пирролюзита (2-5 %). Текстуры руд натечные, конкреционные, ноздревато-шлаковые. Мощность рудных тел от 0,2 до 5 м. Содержание железа до 60 %.

Бурые железняки «железных шляп» характеризуются повышенным содержанием халькофильных элементов, таких как Zn, Pb, Cu, As, Co, Mo, Ag.

В пределах Ревдинской площади эталоном «шляпных» образований явились бурые железняки **Гладкинского** (IV-3-9) и **Бакаевского** (III-4-28) проявлений.

На Гладкинском проявлении бурые железняки развиты по полиметаллическому оруденению, локализованному в кварц-баритовых жилах среди граносиенитов

хомутовского комплекса. Мощность зоны окисления составляет 20-25 м. Бурые железняки представлены лимонитом и псиломеланом. Бурые железняки содержат: Cu 0,15-0,2 %; Zn 0,1 %; Ba более 1 %, Ag до 2 г/т, Mo 0,001-0,005 %.

На Бакаевском проявлении сульфидная минерализация приурочена к пропилитизированным базальтам указарской свиты. Сульфидное оруденение вкрапленное. В зоне окисления развиты окислы железа, марганца и меди. Её мощность около 20-30 м. Бурые железняки содержат: Cu 0,1-1 %, Zn 0,7-1 %; Pb до 0,7 %, Mo до 0,02 %, Ag до 20 г/т.

К этому же типу отнесены бурые железняки **Бойцовского** полиметаллического проявления (III-3-8), группа **Погорельских рудников** (III-3-16, III-3-17, III-3-18), **Горевское** (II-4-40) и **Беляевское** (II-4-19) проявления.

Бурые железняки района ж/д станции Бойцы характеризуются высоким содержанием Zn (до 1 %), Pb (до 0,1 %), As (до 0,02 %) и являются инфильтрационно-остаточными образованиями по прожилково-вкрапленному полиметаллическому оруденению, что подтверждено обнаружением Бойцовского полиметаллического проявления.

Группа Погорельских рудников, расположенных южнее Бойцовского проявления, содержат бурые железняки, которые также характеризуются повышенным содержанием Zn, Pb, As и Mo и являются «железной шляпой» по прожилково-вкрапленному серноколчеданно-полиметаллическому оруденению. Подтверждением тому служит вскрытое скважиной 8120 в доломитах и доломитизированных известняках бедное вкрапленное пиритовое и свинцово-цинковое оруденение в районе Мало-Погорельского рудника [Мамин, 1982 ф].

Бурые железняки Беляевского проявления характеризуются повышенными содержаниями Zn, Pb, Ag и являются остаточными инфильтрационными образованиями по прожилково-вкрапленному полиметаллическому оруденению. Содержание в бурых железняках, %: Fe до 47,51; S до 0,05; P до 0,35.

Бурые железняки Горевского проявления по своему геохимическому спектру не имеют аналогов среди бурожелезняковых объектов Урала. В них обнаружены повышенные содержания ряда химических элементов, таких как Cu, Zn, Mo, V, Cd, Ba, Co, являющихся индикаторами различных типов рудных формаций. В результате картировочного бурения в районе Горевского рудника выявлены углеродисто-кварц-серицит-пиритовые породы (пирита до 45 %) мощностью до 10 м, с аномальным содержанием Cu (до 0,05%), Mo (до 0,003 %). На проявлении в 19 веке отрабатывались бурые железняки с содержанием %: Fe_(вал.) 44,84; S 0,03; P 0,03; Zn 0,5 (Парфёнов, 1983ф; Тресвяцкая, 1948ф).

Из других проявлений к этому же классу относятся также бурые железняки, развитые в зоне окисления **Еланского** пункта минерализации меди (II-4-45).

Остальные бурые железняки, не связанные с сульфидами, развиваются, чаще всего, в зоне окисления сидеритов и по своему геохимическому спектру относятся к бокальскому типу. Бурые железняки бокальского типа локализуются в мезозойских континентальных образованиях - в корях выветривания и карстовых зонах. Содержание железа в этих бурых железняках составляет 40-60 %, размеры оруденения незначительные, мощность рудных тел от 0,2 до 2 м, протяжённость до 350 м. Руды имеют натёчные, конкреционные и ноздревато-шлаковые текстуры. Проявления чаще всего отработаны в 19-20 в.в. до уровня грунтовых вод, редко до глубины 40-50 м. На Ревдинской площади к бурым железнякам данного типа относятся такие проявления, как Шайтанское (I-1-1), Паламское (I-1-2), Логиновское (II-2-3), Афонинский рудник (II-3-2), Линогорское (II-3-3) и многие другие (Прил. 3).

Проявление **Линогорское** (II-3-3) расположено в 3 км юго-восточнее дер. Трека, на левом берегу р. Афониха. Руда представлена бурыми железняками, залегающими в виде крутопадающих пластообразных гнёзд в тёмно-бурых глинах, залегающих на известняках. Химический состав руд, %: Fe_(вал.) 49,54; S 0,026; P 0,22. Проявление отработано в начале прошлого века шахтой до глубины 31 м [Печенкин, 1961 ф].

Проявление **Логиновское** (II-2-3) расположено в 8,5 км севернее ж/д станции Кузино на правом берегу р. Бол. Сибирка. Оруденение представлено бурыми железняками, залегающими в виде гнёзд и пластов мощностью 0,4 – 1 м среди тёмно-бурых глин перекрывающих известняки терригенно-известняковой толщи среднего карбона. Протяжённость пластов до 350 м. Железные руды низкого качества, содержание в рудах, %: Fe_(вал.) 36,09; S 0,026; P 0,41; MnO 1,86 [Печенкин, 1961 ф].

Проявление **Луковский рудник** (II-4-28) расположено в 2,8 км юго-западнее устья р. Восточный Шишим на левобережье р. Луковая.

Представлено бурыми железняками среди терригенных образований билимбаевской толщи. Содержание в бурых железняках, %: Fe 36,99; S 0,04; P 0,06; Zn 0,3. Проявление отрабатывалось в начале 20 в [Парфёнов, 1983 ф].

К *гидротермально-метасоматическому* генетическому типу на площади листа О-40-XXX отнесено 7 проявлений, отнесённых к *сидеритовой карбонатной стратиформной* рудной формации.

К этой формации отнесены проявления железа, связанные с карбонатно-терригенными образованиями девонского и силурийского возрастов. На этих проявлениях в 19 – 20 веках отрабатывалась остаточные бурые железняки.

Рудовмещающими породами являются известняки, доломиты, доломитизированные известняки, глинистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями кварцевых песчаников. Рудные тела представлены линзами и пластами мощностью от 4 до 51,9 м (проявление Ключевское (скважина 91)).

Содержание валового железа в рудах составляет от 28,53 до 41,82 %, серы 0,06-0,08 %, фосфора 0,02-0,08 %.

Специализированные поисковые и оценочные работы выявили непромышленный характер данного оруденения [Скворцов, 1960 ф].

Проявление **Осиногорское** (II-3-7) расположено в 4,7 км восточнее с. Нижнее, на плоской вершине увала с абсолютной отметкой 443,4 м. Представлено пластом сидеритов мощностью до 10 м среди песчано-глинистых образований ранне-среднедевонского возраста. На проявлении отрабатывалась зона окисления, представленная бурыми железняками. Содержание в буром железняке, %: Fe_(вал.) 45,77; S 0,14; P 0,15.

Проявление **Мартовское** (II-3-9) расположено в 5,8 км восточнее с. Нижнее в 1,3 км юго-восточнее увала с абс. отметкой 443,4. Представлено пластом сидеритов мощностью 6 м среди терригенно-известняковых образований ранне-среднедевонского возраста. В начале 20 в. на проявлении отрабатывалась зона окисления представленная бурыми железняками. Содержание в буром железняке, %: Fe_(вал.) 46,25; S 0,1; P 0,56; Co 0,03; Zn 0,3. Содержание Ag до 30 г/т.

Проявление **Вогульское** (II-3-16) расположено на правобережье р. Бол. Шишим, в 800 м от устья руч. Вогулка и в 0,9 км от высоты с абсолютной отметкой 371,0. Представлено несколькими пластами сидеритов общей мощностью около 12 м среди часто переслаивающихся филлитов, углисто-глинистых сланцев, песчаников и известняков ранне-среднедевонского возраста. Сидериты залегают на глубине 85 м. Содержание в сидеритах, %: Fe_(вал.) 41,78; S 0,78; P 0,02. Сидериты прослежены по падению на 80 м. Проявление отрабатывалось с поверхности в начале прошлого века тремя шахтами до глубины 48 м, добывались бурые железняки с содержанием, %: Fe_(вал.) 46,61; S 0,19; P 0,09. [Печёнкин, 1961 ф].

Проявление **Лёвихинский рудник** (II-3-10) расположено в 1,8 км Ю-В с. Нижнее в верховьях безымянного ручья. Представлено двумя пластами сидеритов среди терригенно-известняковых образований терригенно-известняковой толщи среднего карбона.

Сидериты залегают на контакте углисто-глинистых сланцев и песчаников с известняками. На проявлении развита зона окисления, с образованием бурых железняков. Мощность зоны окисления 80-120 м. Сидериты вскрыты в интервале глубин 112-130

и 195-215,5 м. Мощность верхнего пласта 4,5 м, нижнего – 5 м. Содержание $Fe_{(вал.)}$ от 31,7 до 42,7 %. По простиранию рудные тела не прослежены в связи с малыми размерами.

В начале 20 в. на проявлении отрабатывалась зона окисления, представленная бурыми железняками, где содержания железа составляют 45-46 %.

Проявление **Галкинское** (III-4-17) расположено в 2 км юго-восточнее ж/д станции Билимбай. Представлено несколькими прослоями сидеритов мощностью от 1 до 10 м, залегающих среди известняков метелёвской свиты. Сидериты падают на юго-юго-восток под углом 35°. На проявлении развита зона окисления до глубины 56 м, в которой развиты бурые железняки. В начале прошлого века на проявлении отрабатывались бурые железняки и частично сидериты подземным способом (шахтой, глубиной до 74 м). Содержание $Fe_{(вал.)}$ в бурых железняках 46,54-51,49 %, в сидеритах 35,6-49,38 %.

Проявление **Битимское** (III-4-19) расположено на левом берегу р. Бибимка (левый приток р. Чусовая), в 2,1 км южнее её устья. Представлено прослоем сидеритов среди известняков метелёвской свиты. С поверхности развит карст в котором развиты инфильтрационные бурые железняки мощностью 5-10 м. Содержание в бурых железняках, %: $Fe_{(вал.)}$ 42,05-55,0; P 0,12-0,98; S 0,01-0,21. С поверхности бурые железняки отработаны в начале прошлого века. Содержание железа в сидеритах неизвестно [Парфёнов, 1983, Скворцов, 1960].

Проявление **Ключевское (скважина 91)** (III-2-6) расположено в междуречье ручьёв Ключевска и Широкий, левых притоков р. Бисерть, в 1,5 км севернее пос. Чеботаево.

В скважине, в интервале 90,8-140,7 м вскрыты сидериты мощностью 51,9 м. Сидериты мелко-среднезернистые, серого, буровато-серого цвета. В сидеритах 2 прослоя карстовых глин голубовато серого цвета, их мощность 1,7 и 2,5 м. Сидериты полосчатые, полосчатость под углом 50-55° к оси керна. Вмещают известняки амфиоровые тёмно-серые массивные известняки. Средневзвешанное содержание FeO в сидеритах 49,16 % [Якушев, 1973 ф].

Марганец

На Ревдинской площади известен лишь один пункт минерализации марганца гипергенного гинетического типа.

Пункт минерализации **Верх-Нейвинский** (I-4-25) расположен на левом берегу руч. Каменка в 1,4 км северо-западнее г. Перевал.

Приурочен к Верх-Нейвинскому ультрамафитовому массиву. В пределах пункта минерализации по ультрамафитам развита кора выветривания, представленная бурыми

глинами с гнёздами бурого железняка. Содержание Mn в бурых железняках до 29 %. Другие сведения отсутствуют [Гилёва, 1989].

Хром

В пределах Ревдинской площади хромитовое оруденение приурочено к альпино-типным ультрамафитам Верх-Нейвинского массива и отнесено к платино-хромитовой перидотит-пироксенит-габбро-норитовой рудной формации. Рудопроявления и мелкие месторождения хромистого железняка в пределах Верх-Нейвинского массива многочисленны. Всего их насчитывается свыше шестидесяти. Главная масса хромитовых проявлений расположена на участке «Лешачьих Логов», расположенного на восточном смежном листе. В пределах же листа О-40-XXX по литературным источникам насчитывается 13 проявлений и одно малое месторождение. Большинство известных проявлений периодически отрабатывалось в начале прошлого века старательским способом мелкими карьерами, шурфами, неглубокими шахтами и на глубину не прослежены. Оруденение представлено крутопадающими жиллообразными залежами в серпентинизированных дунитах серовского дунит-гарцбургитового комплекса. Хромитовые руды чаще приурочены к дунитовым каймам. Руды преимущественно вкрапленные, содержат 20-35 % окиси хрома, реже массивные, характеризуются высоким содержанием окиси хрома – до 50 %.

В 2016 г. в пределах юго-западного эндоконтакта была выполнена разведка малого месторождения хромитовых руд – **Месторождение № 2019 (II-4-18)**.

Месторождение № 219 расположено в 6,9 км восточнее дер. Пальники и 5,9 км севернее дер. Пачинок, на междуречье рек Чёрный Шишим и Бакалка. Месторождение находится в субмеридиональном западном блоке серпентинизированных дунитов ограниченном с востока телом пироксенитов, что и обусловило относительно простое геологическое строение месторождения.

Рудный комплекс представлен довольно сложным дунит-перидотитовым шлирово-полосчатым комплексом пород и руд, имеющим субмеридиональное (по Аз. 0-30°) простирание и восточное падение под углом 60-80°.

Хромитовые руды представлены несколькими пластообразными телами. Простирание рудной зоны субмеридиональное. В северной части рудные тела имеют угол падения порядка 80°-70°. В южной части рудные тела становятся положе, угол падения составляет 45-55°.

Это в основном пластообразные рудные тела, переходящие при выклинивании в уплощенные линзы. Причем характерно, контакты рудных тел с вмещающими серпентинитами, как правило, проходят по тектоническим швам. Особенно это

характерно для лежащих контактов рудных тел, наблюдаемые постепенные переходы (по вкрапленности хромшпинелидов) от руды во вмещающие породы редки и приурочены в основном к висячему борту руд. Границы рудных тел, в этом случае, определяются по данным опробования.

Размеры рудных тел: по простиранию 50-150 м, по падению 40-100 м, мощность 1-20 м.

Тектонические нарушения, подсеченные скважинами, представлены довольно мощными зонами дробления до 1,3 м, выполненными буровато-серыми милонитами с древесной вмещающих серпентинитов и хромититов, иногда наблюдаются тонкие прожилки карбонатов. Они носят характер сбросо-сдвигов и имеют субширотное и субмеридиональное простирание, при 20-80° падении на запад.

Вмещающие породы висячего борта на всю глубину разведки освещены, что очевидно связано с метаморфическими процессами, при образовании месторождения. Ниже освещенных – залегают породы аналогичного комплекса, представленного темно-зелеными разностями пород.

Хромитовые руды представлены в широком разнообразии:

- текстуры – редко, средне и густовкрапленные, массивные;
- структуры – равномерно вкрапленные, струйчатые и шпирообразные, сплошные.

Минеральный состав руд: хромшпинелиды, магнетит. Содержание хромшпинелидов от 5-6 до 95 %.

На месторождении выделено 3 промышленных типа руд: сплошные, средневкрапленные и редковкрапленные. Среднее содержание Cr_2O_3 в сплошных рудах 43,8 %, средневкрапленных 20,7 % и в редковкрапленных 10,1 %.

Запасы хромовых руд подсчитаны по категории C_1 и C_2 . Содержание Cr_2O_3 в рудах категории C_1 16,9 %, в рудах категории C_2 17 %. Руды со средним содержанием Cr_2O_3 в количестве 15,5 % отнесены к забалансовым.

Балансовые запасы хромовых руд, утверждённые ГКЗ составили, по категории C_1 0,211 млн. т, по категории C_2 0,063 млн. т. Запасы подсчитаны до глубины 90 м.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе числятся запасы хромовых руд по категории C_1 в количестве 0,211 млн. т и по категории C_2 0,063 млн. т.

Горно-технические условия месторождения характеризуются как простые. Месторождение лицензировано, заложен опытный карьер [Кошевой, 2008 ф; 2009 ф; 2016 ф; Кусенкова, 2023 ф].

Остальные 13 проявлений хромитовых руд связаны с осветлёнными аподунитовыми серпентинитами и приурочены преимущественно к западному эндоконтакту Верх-

Нейвинского массива, в центральной части массива хромитовые проявления встречаются реже, возможно в силу слабой изученности. Хромитовые руды на проявлениях преимущественно вкрапленные, в единичных случаях - сплошные. Все проявления с поверхности, до глубины не более 10 м, отрабатывались старательским способом в начале 20 в. Содержание Cr_2O_3 в хромитовых рудах, по архивным данным до 20 %, изредка до 40 %. Краткое описание известных проявлений приведено ниже и в Прил. 3.

Проявление **Каменское** (I-4-15) расположено в истоках р. Бунар, в 3,3 км юго-юго-восточнее г. Бунар. Оруденение представлено гнёздами хромита в серпентинитах. Содержание Cr_2O_3 до 20 %. Проявление отрабатывалось старателями в конце 19 в. открытым способом до глубины 10 м.

Проявление **Красногорское** (I-4-20) расположено на водоразделе рек Каменка и Бунар, левых притоков р. Тагил, в 2,5 км севернее г. Перевал. Оруденение представлено редкой вкрапленностью зёрен хромита и их сегрегаций размером до 3-4 м в серпентинизированом дуните. Вскрыто старательской горной выработкой сечением около 5 м² и глубиной 1 м, а также прослежено несколькими канавами на протяжении 100 м. Содержание Cr_2O_3 до 20 %.

Проявление **Мурзинское** (I-4-24) расположено в верховьях левого безымянного притока р. Каменка (приток р. Тагил) в 2,2 км северо-западнее г. Перевал. Оруденение представлено небольшими телами вкрапленного и сплошного хромита в серпентинитах. Сведений о размерах и количестве Cr_2O_3 не имеется, известно только, что проявление отрабатывалось в начале 20 в.

Проявление **Соленый рудник** (I-4-34) расположено в 3,7 км юго-восточнее г. Перевал. Оруденение представлено небольшими телами вкрапленного и сплошного хромита. По архивным данным простирание залежи 60°, размер залежи небольшой, но содержание Cr_2O_3 повышенное, до 40 %. Отрабатывалось в 1903-1908 г.г. [Мазур, 1961 ф].

При составлении геохимической основы листа О-40-XXX [Бороздина, 2021 ф] по результатам опробования почв (горизонт В) и донных образований в южной части Верх-Нейвинского массива выявлено 2 комплексных геохимических аномалии – Карабайская и Бакальская. **Карабайская** (II-4-9) аномалия выделена по результатам опробования донных образований (15 проб) и почв (5 проб), её геохимический спектр: Cr, Ni, W, Sc, Sr. Интенсивность средняя (ΣKc) 14,4, коэффициент вариации (V) 75,2. Площадь аномалии 37 км². **Бакальская** (II-4-28) аномалия выделена по результатам опробования донных образований (5 проб) и почв (1 проба), её геохимический спектр: Ni,

Cr, V, Sc, Sr, Co, Cu; интенсивность (ΣKc) 17,4, коэффициент вариации 54,2. Площадь аномалии 7 км². Коренным источником элементов-индикаторов хромитового оруденения служили ультрамафиты серовского комплекса с рассеянной хромитовой минерализацией.

Цветные металлы

Медь

Медное оруденение, в пределах Ревдинской площади представлено четырьмя генетическими типами: техногенным, магматическим, гидротермально-метасоматическим и вулканогенно-осадочным.

К *техногенному* генетическому типу отнесено малое месторождение **Шлакоотвал СУМЗ** (Ш-4-41). Месторождение расположено на северной окраине СУМЗ, юго-западнее г. Первоуральск.

Месторождение представлено отвалом шлаков, накопленных в течении 65 лет в качестве отходов металлургического производства медеплавильного цеха Среднеуральского медеплавильного завода (СУМЗ). Общая площадь шлакоотвала составляет 42 га, высота от 5 до 20 (средняя 19,8) м. Общий объем заскладированных хвостов по состоянию на 1.01.2000 г. составлял 26 млн. тонн, в том числе в пиритном 18908,9 тыс. т. Хвосты пиритной флотации и сливы сгустителей представляют собой тонкие шламы с содержанием 75-80 % зерен размером менее 43 микрон. Отвал сложен кусковым материалом застывшего материала размером 10-100 м, представленным в основном шлаком отражательной плавки, в меньшей степени – донными корками шлаковозных ковшей и выломками из отражательных печей и ковертеров.

Основные компоненты в шлаках представлены силикатами, оксидами железа и нераскристаллизованной стекловидной массой.

Минеральный состав шлаков, %: магнетит 10; сульфиды 3 (халькопирит, борнит, халькозин); куприт 1; шпинель 1; вюрцит 1; виллемит 20; фаялит 20; стекло 44. Сульфиды находятся в сростках и почти всегда окаймлены магнетитом.

Химический состав отвального шлака, %: Cu от 0,27 до 1,1 (среднее 0,91); Zn от 1,69 до 6,63 (среднее 4,0); S от 0,86 до 2,34 (среднее 1,24); Fe от 22,7 до 38,8 (среднее 34,2); Au от следов до 0,76 (среднее 0,23); Ag от 1 до 29,5 (среднее 4,4). Попутные полезные компоненты: Pb 0,11 %, As 0,05 %, Cd 0,002 %, Sb 0,017 %, In 10,21 г/т, Bi 0,002 %; Fe 33,16 %.

Медь в отвальном шлаке содержится, в основном, в виде сульфидных включений, и в незначительном количестве – в свободном виде.

Медьсодержащие шлаки в соответствии с существующей технологией производства являются сырьем для получения медного концентрата с попутным извлечением золота и серебра. Извлечение в медный концентрат меди - 53 %, цинка - 7 %, золото - 87 г/т, серебро - 84 г/т.

Утверждённые ГКЗ запасы (2010 г.) по категории С1: Cu 39,7 тыс. т, забалансовые 82,4 тыс. т; Zn – забалансовые 356,3 тыс. т; Au 928 кг; Ag 19,8 т.

Месторождение отрабатывается с 2001 г., в настоящее время практически отработано, остатки запасов списаны в 2021 г.

К *магматическому* генетическому типу на листе О-41-XXX относится лишь одно проявление меди - **Листвяный рудник** (II-4-37), отнесённое к ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой рудной формации. Проявление расположено в 1,8 км юго-западнее пос. Починок. Приурочено к небольшому тела горблендитов, в котором отмечается прожилково-вкрапленная минерализация титаномagnetита и халькопирита. По трещинам в горблендитах отмечаются налёты медной зелени и сини до глубины 50-100 м. Количество титаномagnetита и халькопирита участками достигает 30-40 %. Содержание меди в руде от 0,05 до 0,13 %, титана и ванадия до 0,13 %, никеля до 0,03 % [Белов, 1941 ф; Зенков, 1979 ф].

К *гидротермально-метасоматическому* генетическому типу на Ревдинской площади отнесено 6 проявлений и 5 пунктов минерализации, в том числе 2 проявления медно-кварц-сульфидной рудной формации, у остальных же медных объектов рудная формация не определена.

К медно-кварц-сульфидной рудной формации относятся 2 проявления Якушинская разведка и Шишмарёвский рудник.

Проявление **Шишмарёвский рудник** (III-4-26) расположено на юго-восточной окраине г. Первоуральск в устье р. Шишмарь (правый приток р. Чусовая). Медное оруденение приурочено к толще углеродисто-серицит-кварцевых сланцев выйской свиты. В 30-х годах 19 в. и в начале 20 в. двумя небольшими шахтами отрабатывалась кварцевая жила с сульфидами мощностью до 1,2 м. По архивным данным содержание меди достигало 40-46 %.

На участке Шишмарёвского рудника были проведены геолого-поисковые работы на медные руды. По результатам проходки скважин и шурфов установлена бесперспективность данного участка. В сланцах встречена бедная вкрапленность пирита и халькопирита. Мощность минерализованной зоны по скважинам от 0,1 см до 1,2 м. Содержание меди не превысило 0,02 %. Лишь в единичной скважине на глубине 54,5 м встречен массивный медный колчедан мощностью 10 см с содержанием в нём, %:

Cu 9,15; Zn 0,33; Pb 0,02; S 30,43 [Варганов, 1964 ф; Лунегов, 1955 ф; Тресвяцкая, 1945 ф].

Проявление **Якушинская разведка** (I-4-8) расположено в 1,3 км южнее пос. Половинка на левобережье руч. Беретенёвский Лог 1-й. На проявлении развиты маломощные кварцевые жилы и прожилки с вкрапленностью пирита, халькопирита и магнетита в пропилитизированных базальтах именновской свиты. Промышленного интереса проявление не представляет [Соболев, 1947 ф].

Проявления и пункты минерализации меди неясной рудноформационной принадлежности представлены такими объектами как Бакаевское, Сулеевское (III-4-31), Подволошный рудник (III-4-24), Шайтанский (III-4-38), Гусевский (IV-4-7) др. (Прил. 3). Ниже дано описание типичных и наиболее изученных объектов.

Проявление **Бакаевское** (III-4-28) расположено в 4,6 км северо-западнее пос. Хомутовка, в верховьях р. Макаровка. Представлено прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией среди пропилитизированных пород указарской свиты. Мощность минерализованной зоны - 0,2 - 2 м, прослежена она по простиранию на 200 м, по падению на 100 м. Минеральный состав представлен пиритом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом, малахитом, хризоколлой и азуритом. На проявлении развита зона окисления («железная шляпа»). Содержание в окисленных рудах, %: Cu до 0,71; Zn до 1,48; Pb до 0,3. Содержание в первичных рудах: Cu до 0,67 %; Zn до 0,62 %; Pb до 1,165; Ag 20-1000 г/т, Au 0,2-0,9 г/т. На проявлении, в конце 19 в. отрабатывалась зона окисления [Белов, 1941 ф; Парфёнов, 1983 ф; Селиванов, 1986 ф].

Пункт минерализации **Коноваловский** (III-3-11) расположен в 1,5 км западнее д. Коновалова, на правом берегу р. Чусовая.

На участке пункта минерализации в шурфе вскрыты две зонки медной зелени на контакте глинистых алевролитов и филлитовидных сланцев билимбаевской толщи. Мощность минерализованных зон 1-9 см. Примазки медной зелени отмечены и в скважине в интервале 8-14 м. Здесь она приурочена к слабо глинистым доломитам с многочисленными кварцевыми и карбонатными прожилками мощностью 1-3 см. По результатам спектрального анализа штучных и сколковых проб из глинистых алевролитов и сланцев, отобранных из делювиальных образований содержание меди составило 0,7-1 %. Максимальное содержание меди из скважин не превысило 0,07 %. Поисково-картировочные скважины, пройденных выше по склону от пункта минерализации медного оруденения не встретили [Парфёнов, 1983 ф].

Пункт минерализации **Гусевский** (IV-4-7) расположен в 0,5 км южнее дер. Гусевка. Представлен вкрапленностью пирита и халькопирита в окварцованных и

карбонатизированных углеродисто-серицит-кварцевых сланцах хомасьинской свиты. Спектральным анализом в сланцах определены: Cu до 0,2 %, Zn до 0,15 %, Pb до 0,015 % [Парфёнов, 1983 ф].

К *вулканогенно-осадочному* генетическому типу отнесено 2 проявления и 1 пункт минерализации медно-цинково-колчеданной базальт-риолитовой рудной формации. Медно-цинково-колчеданные объекты расположены в пределах южного окончания Лёвихинской золото-цинково-меднорудной зоны и залегают в вулканогенно-осадочных образованиях шемурской (Бобровское проявление и пункт минерализации Участок г. Лубной) и павдинской свит (Журавлихинское проявление).

В полосе развития вулканитов потенциально колчеданоносной шемурской свиты и на площади павдинской свиты предшественниками выявлено большое количество гравитационных, электроразведочных аномалий и ряд вторичных ореолов рассеяния меди, цинка. Здесь неоднократно проводились поисковые и поисково-оценочные работы, но к сожалению, они не привели к выявлению промышленного колчеданного оруденения [Зенков, 1979 ф; Карышев, 1964 ф; Чумаков, 1956 ф, 1960 ф].

Наиболее крупное проявление **Бобровское** (I-4-11) расположено в 5 км юго-западнее д. Половинка в междуречье Бобровка и Журавлиха. Оно представлено пятью линзовидными телами вкрапленных, в единичном случае, массивных руд среди кварц-хлорит-серицитовых сланцев, образованных по вулканитам шемурской свиты. Рудные тела имеют согласное залегание с вмещающими породами, северо-северо-восточное простирание и крутое (70-80°) восточное падение. Мощность рудных тел по скважинам не превышает 0,7 м. Промышленные пересечения медноколчеданных руд расположены на глубинах 101-195 м. В составе руд присутствует пирит, сфалерит, халькопирит, реже галенит, в единичном случае самородным золотом. Содержание Cu до 4,86 %, Zn до 8,77 %, S до 38 %. [Карышев, 1964 ф; Чумаков, 1956 ф, 1960 ф].

Пункт минерализации **Участок г. Лубной** (I-4-2) расположен в истоках р. Бобровка, на восточном склоне горы с абсолютной отметкой 529,3. Пункт минерализации выявлен при проведении поисковых работ на медноколчеданные руды. При изучении аномалий потенциальных полей среди пород шемурской свиты на участке пройдены шурфы и пробурено 9 скважин. Промышленной минерализации не выявлено. Сульфидная минерализация встречена лишь в одной скважине, где в интервалах 125,5-127,5 и 140,25-140,85 м наблюдалась вкрапленность сульфидов. Содержание меди в пробах не превысило 0,41 %, цинка 0,05 % [Чумаков, 1956 ф, 1960 ф].

Проявление **Журавлихинское** (I-4-6) расположенное в 2,4 км западнее д. Половинка, на левобережье руч. Журавлиха. Выявлено при проверке геофизических и

геохимических аномалий. Здесь, скважиной в интервале 4,36-101,1 м пересечена зона неравномерной сульфидной вкрапленности, падающая на восток под углом 60°. К югу и северу от скважины сульфидная минерализация прослежена на 400 м. По падению густота вкрапленности уменьшается. Содержание Cu в рудах колеблется от 0,2 до 1,27 % [Зенков, 1979].

При составлении геохимической основы листа О-40-XXX [Бороздина, 2021 ф] по результатам опробования донных образований выявлена геохимическая аномалия **Бобровская** (I-4-19), являющая индикатором медно-цинково-колчеданного оруденения. Площадь аномалии 11 км², аномалия выделена по 5 пробам, для неё характерен спектр элементов: Zn, Ge, Sc. Для неё характерна низкая интенсивность 6,0 и слабо контрастный коэффициент вариации 52,0. Аномалия является оторванной от коренного оруденения.

Повышенные содержания элементов индикаторов медно-цинково-колчеданного оруденения выявлены в нетипичной обстановке на площади распространения вийской и хомасьинской свит в юго-восточной части листа О-41-XXX. Геохимическая аномалия **Поляковка** (IV-4-5) выделена по результатам опробования донных образований и почв. Площадь аномалии 22 км², аномалия выделена по 9 пробам и характеризуется слабой интенсивностью 13 и равномерным распределением (коэффициент вариации 32) [Бороздина, 2021 ф].

Свинец, цинк

Свинцово-цинковое оруденение на Ревдинской площади представлено 2 проявлениями и 3 пунктами минерализации *гидротермально-метасоматического* генетического типа. Одно проявление и пункты минерализации отнесены к свинцово-цинковой карбонатной стратиформной формации (Бойцовское проявление, пункты минерализации Красногорское, Тоннельный и Черно-Шишимский) и одно проявление (Гладкинское) отнесённое к барий-свинцово-цинковой березитовой формации.

Проявление **Бойцовское** (III-3-8) расположено в 1,4 км западнее ст. Бойцы.

Полиметаллическое оруденение выявлено в доломитизированных известняках билимбаевской толщи. В результате поисково-оценочных работ [Мамин, 1982 ф] выявлена минерализованная зона субмеридионального простираения протяженностью 2,2 км и максимальной шириной 400 м. В этой зоне распространена сульфидная минерализация трех типов.

Минерализация первого типа представлена бедной, возможно, сингенетичной вкрапленностью пирита, приуроченной к горизонтам доломитизированных известняков доманикоидной фации. Кроме пирита отмечаются редкие зерна сфалерита и галенита.

Содержание Zn в этих горизонтах составляет 0,22-0,58 %, а Pb - 0,01 - 0,04 %. Максимальные содержания Zn 1,48 % и Pb 0,83 % отмечены лишь в одной из скважин. Мощность минерализованных интервалов 2-4 м, а протяженность - сотни метров.

Минерализация второго типа развита в маломощных зонах дробления в доломитах. Она представлена брекчиевидными и массивными серноколчеданными рудами, содержащими Zn до 0,03 %, а Pb до 0,02 %.

Минерализация третьего типа распространена, также, среди доломитов. Ею сложено эпигенетическое рудное тело, имеющее следующие параметры: длина 300 м, ширина (по падению) 100 м, мощность 3 м. Минеральный состав руд представлен сфалеритом, реже пиритом и галенитом. Преобладающими текстурами руд являются: вкрапленная, прожилковая, массивная, брекчиевидная, кокардовая. Среднее содержание Zn составляет 3 %, а Pb - 0,1 %. Максимальное содержание Zn - 17,83 %, а Pb - 0,21 %.

Первый тип оруденения относится к пластовому стратиформному типу, а минерализация второго и третьего типов – к гидротермально-метасоматическому, образованному за счёт преобразования минерализации первого типа.

В связи с непромышленным содержанием полиметаллов Бойцовское проявление признано неперспективных для проведения дальнейших геолого-разведочных работ. Неоднократно проводимые поисковые работы на полиметаллы, на так называемой, Билимбаевской площади не привели к обнаружению промышленного оруденения [Кутырев, 1977 ф; Мамин, 1982 ф; Парфёнов, 1983 ф].

Пункт минерализации **Черно-Шишимский** (II-4-17) расположен в 3км юго-западнее дер. Пальники на правом берегу р. Черный Шишим. Приурочен к известнякам клыктанской свиты рифея. Галенит-сфалеритовая минерализация была обнаружена в керне гидрогеологической скважины. Минерализация представлена вкрапленностью и прожилками галенита и сфалерита. Параметры полиметаллического оруденения не известны, содержание полезных компонентов предшественниками не определялись. Минерализация сходна с богатыми рудами Бойцовского проявления. [Успенская, 2004 ф; Парфёнов, 1983 ф].

Проявление **Гладкинское** (IV-3-9) расположено в 4,2 км юго-восточнее ж/д станции Ильмовка, в истоках руч. Густая, левого притока р. Сухая Утка.

Проявление приурочено к северо-западной части небольшого тела граносиенитов хомутовского комплекса. Вмещающими граносиениты породами являются терригенные породы козинской свиты (сланцы серицит-кварцевые, карбонат-серицит-кварцевые, углеродисто-серицит-кварцевые, песчаники и конгломераты).

Представлено четырьмя жилами кварц-баритового состава с вкрапленностью сульфидов в рассланцованных граносиенитах. Жилы имеют согласное со сланцеватостью граносиенитов залегание с восточным падением. Размеры наиболее крупной жилы «Главной»: длина по простиранию 240-250 м, мощность от 1 до 9,1 (в среднем 5) м, выклинивается на глубине 200-220 м, она подсечена двумя скважинами в интервалах: 95,5-104,8 и 167,2-171,0 м. Полиметаллическая минерализация наложена на более ранние кварц-гематит-магнетитовые жилы.

Минеральный состав руды: барит, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит, арсенопирит. Содержание в руде, %: Pb 1,12; Zn 1,18; Cu 0,23; S 3,46; Ba 31,58. Элементы примеси: As, Mo, Ag (до 2 г/т), Au (до 0,7 г/т).

Параметры других трёх жил следующие: мощность около 1 м, размеры по падению и простиранию от 50 до 150 м.

Самостоятельного промышленного значения проявление не имеет [Мамин, 1973 ф; Парфёнов, 1983].

Никель

В пределах листа О-40-XXX известно одно проявление железо-силикатно-никелевых руд, связанных с Верх-Нейвинским ультрамафитовым массивом. Проявление приурочено к охристым продуктам выветривания серпентинитов и отнесены к кобальт-никелевой кор выветривания апоультрамафитовой рудной формации.

Проявление **Перевальное (Лагерный и Западный участки)** (I-4-29) расположено в 1,7 км восточнее г. Перевал в верховьях истока р. Тагил. Условно представлено двумя участками (Лагерный и Западный), отстоящими друг от друга на 100-150 м.

В геологическом отношении проявление сложено апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами с постепенными переходами. Серпентиниты секутся единичными маломощными дайками габбро, субвертикального залегания. На площади проявления известно два небольших старинных рудника, на которых добывали охристые бурые железняки. По данным предшественников содержание никеля (по штучному опробованию) в рудах этих рудников составляло от 0,59 до 2,69 % [Бобылев, 1962ф].

По серпентинитам развиты линейные коры выветривания, в виде узких крутопадающих (50-70°) вытянутых, клиновидных тел протяжённостью 100-550 и шириной 25-150, истинной мощностью от 0,5 до 5 м (стволовая мощность до 18-20 м). Линейные коры выветривания развиты до глубины 70 м. Продукты коры выветривания представлены чередованием выщелоченных серпентинитов и охристых глин.

По результатам специализированных поисковых работ [Бобылев, 1962 ф] содержание Ni по скважинам и шурфам в продуктах коры выветривания не превышает 1 %, в

единичных скважинах встречаются рядовые пробы с содержанием Ni до 1,24 % (до 0,62 % на интервал опробования в 6,5 м). Содержание Ni в выщелоченных серпентинитах также низкое, около 0,3-0,4 %.

В связи с малым масштабами оруденения в пределах Верх-Нейвинского массива, данный тип никелевого оруденения признан бесперспективным.

Алюминий

В пределах листа О-40-XXX известно три проявления бокситов: Ключевское, Демидовское (Шумихинское) и Каменское. Все три проявления открыты при проведении геологосъёмочных работ М.Е. Ненаховым и Е.А. Смирновой в 1955-1957 г.г. [Ненахов, 1968 ф].

По генезису бокситы осадочные, отнесены к бокситовой карбонатной формации. Приурочены к меридианально вытянутым карбонатным породам девонского возраста и представлены маломощными пласто-линзообразными телами. Возраст бокситов живетский, по возрасту известняков кровли. Бокситы выполняют карстовые неровности и по условиям залегания относятся пластово-карстовому типу. Стволовая мощность бокситовых пластов от 0,1 до 2,8 м. Цвет бокситов серый, пепельно-серый, местами с розоватым или зеленоватым оттенком. В верхней части пласта, боксит, как правило обогащён сульфидами. По простирацию бокситы замещаются аллитами и сиаллитами. В количественном отношении аллиты и сиаллиты преобладают над бокситами. Как правило, бокситы залегают на светло-серых рифогенных известняках, а перекрываются темно-серыми амфиоровыми известняками. Реже залегают в светло-серых известняках, которые в свою очередь перекрываются тёмно-серыми амфиоровыми известняками. Глубина залегания кровли рудного пласта, по скважинам, от 10,2 до 206 м. В настоящее время бокситы отнесены к непромышленным залежам.

Содержание в бокситах, %: SiO_2 от 4,03 до 7,08; Al_2O_3 от 40,52 до 44,21. Кремниевый модуль (отношение Al_2O_3 к SiO_2 от 0,8 до 10,97). Недостаток бокситов – обилие в них серы, от 4 до 12,5 %, особенно в верхней части рудных тел. В нижней части рудного тела серые бокситы переходят в розовато-серые разности и обычно содержат повышенное содержание CaO, до 10-15 %.

Минеральный состав бокситов: бёмит, диаспор, пирит, хлорит, серицит, карбонат. Текстура – бобовая, неяснобобовая.

Проявление **Ключевское** (III-2-5) расположен на левом берегу руч. Ключевка, правого притока р. Крутиха, в 1,8 км северо-северо-западнее пос. Чеботаево. Боксит был вскрыт шурфами и прослежен на 150 м. Установлено, что боксит залегает на светло-серых массивных известняках и перекрыт тёмно-серыми глинистыми известняками.

Мощность пласта боксита около 2 м. Боксит бемит-диаспоровый и гидрогематит-диаспоровый с лептохлоритом, магнетитом, сидеритом, сульфидами и окислами железа. Текстуры руд обломочно-бобовые, массивные. Качество бокситов высокое, они являются высокоглиноземистыми, малокремнистыми. Содержание Al_2O_3 до 50,67 %, кремниевый модуль до 3,5.

На глубине пласт боксита пересечён по падению скважинами в интервале глубин 13,0-15,8 и 67,2-69,0 м. Стволовая мощность пласта боксита 1,8 и 2,8 м, залегание от пологого ($15-20^\circ$), до крутого ($45-50^\circ$). По падению бокситы замещается аллитами [Якушев, 1973 ф].

Проявление **Демидовское (Шумихинское)** (IV-1-3) выявлено на левобережье р. Демид. Выходы бокситов были прослежены шурфами и канавами на протяжении 600 м. Мощность пласта более 2 м, горными выработками пласт бокситов не был пересечён. Было установлено, что боксит залегает на светло-серых и серых массивных известняках и перекрывается светло-серыми известняками внешне сходными с известняками подошвы по микрофауне. Светло-серые известняки кровли маломощные и выше по разрезу постепенно переходят в тёмно-серые и чёрные слоистые амфипоровые известняки. Падение известняков восточное, под углом $20-30^\circ$.

По падению бокситовый пласт вскрыт двумя скважинами на глубине 102,3 и 104,3 м. В скважине 56 мощность пласта составила 2,7 м, средне взвешенное содержание, %: Al_2O_3 40,52; SiO_2 7,08; S 12,53; CaO 9,15. Кремниевый модуль 5,7. В скважине 50 мощность пласта составила 0,7 м, содержание, %: Al_2O_3 37,61; SiO_2 11,65; S 14,54; CaO 6,95. Кремниевый модуль 3,2.

Бокситы яшмовидные, на поверхности кирпично-красного цвета, на глубине серого цвета. По простиранию боксит замещается аллитами и сиаллитами [Якушев, 1973 ф].

Проявление **Каменское** (IV-1-4) расположено у впадения р. Каменка в р. Демид. В русле безымянного левого притока р. Каменка были обнаружены развалы глыб и плитообразные выступы боксита. Бокситы яшмовидные, на поверхности кирпично-красные, на глубине серые, красновато-бурые. Развалы боксита были прослежены шурфами на 4,4 км. Возраст бокситов надёжно не был определён.

По падению бокситовый пласт вскрыт скважиной на глубине 206,6 м. Мощность пласта бокситов составила 2,2 м, средне взвешенное содержание, %: Al_2O_3 44,21; SiO_2 4,03; S 4,0; CaO 4,6. Кремниевый модуль 10,97. Подстилаются бокситы светлыми известняками, а перекрываются тёмно-серыми амфипоровыми известняками. По падению и восстановлению боксит замещается аллитами и сиаллитами [Якушев, 1973 ф].

Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы

Ниобий, тантал

В пределах листа О-40-XXX известно 1 проявление и 4 пункта минерализации тантал-ниобиевых руд магмао-метасоматического генетического типа, отнесённых к формации редкометалльных гранитов и гранитоподобных (полевошпатовых) метасоматитов.

Редкометалльное оруденение, на Ревдинской площади, связано с небольшими телами гипабиссального хомутовского комплекса и с малыгинскими субвулканитами.

С малыгинскими субвулканитами связано проявление **Лагерное** (IV-3-14) расположено в 7 км севернее пос. Верх. Серги, на правом берегу р. Цибиха. Обнаружено как радиоактивная аномалия при проведении площадной гамма-съёмки [Юринский, 1977 ф]. Редкометалльное вкрапленное оруденение приурочено к небольшому телу малыгинских трахириолитов. Тело гипабиссальных трахириолитов согласно с вмещающими породами малыгинской свиты, падает на восток под углом 75-80°, протяжённость его 800 м, мощность 110 м, прослежено на глубину более 100 м. Рудовмещающие породы подвержены альбитизации, флюоритизации, карбонатизации, серицитизации и пиритизации; в теле трахириолитов встречаются кварцевые, калишпат-кварцевые, кварц-флюорит-карбонатные и гематит-кварцевые прожилки.

В результате поисковых работ [Таланцев, 1962 ф; Юринский, 1977 ф], в северо-западной части тела трахириолитов выделено редкометалльное оруденение размером 160-170 × 60 м. На глубину оруденение прослежено до 84 м и не оконтурено. Редкометалльное оруденение развито в трахириолитах и слюдисто-карцевых метасоматитах и представлено очень тонкой вкрапленностью колумбита, циркона, пироклора, торита, фергусонита. Они присутствуют в виде очень мелких кристаллов, изредка образующих сростки. Наиболее характерен акцессорный колумбит, в котором, содержание пятиокси ниобия составляет 58,6-61,3 %, пятиокси тантала составляет 1,6-3,5 % и двуокси титана 17,9-20,9 % (Грабежев, 1982).

Результаты опробования показывают, что оруденение в пределах рудного тела распределено равномерно, содержание Nb_2O_5 колеблется от 0,07 до 0,115 %, в среднем составляет 0,094 %. В единичной пробе, из скважины, содержащей серию сближенных кварц-гематитовых прожилков содержание пятиокси ниобия составило 0,23 %. Причём редкометалльное оруденение Лагерного проявления по глубине не оконтурено и наблюдается тенденция к увеличению содержания Nb_2O_5 с глубиной. Содержание других полезных компонентов, не высокие и составляю: Ta_2O_3 0,00032-0,0046 %, Be 0,0003-0,016 %, Zr 0,05-0,3 %, Sn 0,002-0,005 %, La 0,007-0,01 %.

Повышенные концентрации редких земель иттриевой группы характерны для карбонатных метасоматитов, особенно затронутых флюоритизацией. Содержание суммы редких земель до 0,4 %, а в единичных пробах до 0,79 %. Редкие земли накапливаются как во флюорите, так и в карбонате.

Таланцевым А.С. выполнена авторская оценка прогнозных ресурсов пятиокси ниобия на Лагерном проявлении до глубины 100 м по категории P_2 в количестве 2 тыс. т [Таланцев, 1962 ф].

В связи с низкими содержаниями Nb_2O_3 , низким извлечением в концентрат двуокси ниобия (содержание Nb_2O_3 в концентрате 0,52 %), не удовлетворяющими требованиями промышленности и малыми прогнозными ресурсами Лагерное редкометалльное проявление считается неперспективным.

Помимо редких металлов и редких земель, на Лагерном проявлении выявлена флюоритовая минерализация, расположенная в центральной части тела трахириолитов и в его западном экзоконтакте, в серицит-карбонатных метасоматитах. Размер зоны флюоритизации 65×8 м и прослежена она на глубину около 50 м. Содержание флюорита варьирует от 3 до 30 %. Флюорит мелкокристаллический, размер зёрен не более 1 мм, образует агрегаты неправильной формы и тонкие прожилки, согласные и секущие плоскостность пород. Авторские прогнозные ресурсы флюорита незначительны, около 1,8 т [Таланцев, 1962 ф]. Оруденение флюорита не перспективно, из-за трудности извлечения тонковкрапленного флюорита, сравнительно низкого содержания и незначительных прогнозных ресурсов.

Пункт минерализации **Крутенький** (IV-3-7) расположен в 0,9 км севернее г. Крутенькая, что в 0,4 км ж/д станции Ильмовка.

Он приурочен к небольшому телу малыгинских субвулканитов. Здесь, в слабо альбитизированных и флюоритизированных трахириодацита отмечены единичные повышенные содержания Nb_2O_5 (до 0,02 %) и редких земель [Парфёнов, 1983 ф; Таланцев, 1962 ф].

Остальные редкометалльные объекты связаны с хомутовским граносиенит-гранитовым комплексом.

Пункт минерализации **Хомутовский** (IV-4-3) выявлен в пределах Хомутовского массива щелочных граносиенит-порфиров и приурочен к альбитизированным, серицитизированным и карбонатизированным граносиенит-порфирам с богатой вкрапленностью магнетита.

В геологическом и металлогеническом отношении Хомутовское проявление аналогично Лагерному проявлению. Отличия заключаются в структурно-текстурных

особенностях магматических образований, развитых на этих участках, в характере и степени проявления метасоматических процессов (на Хомутовском проявлении практически нет флюоритизации, слабее проявлена альбитизация, но более сильно карбонатизация. Уровень концентрации полезных компонентов здесь значительно ниже, чем на Лагерном проявлении).

Редкометалльная минерализация носит непромышленный характер, содержания полезных компонентов следующие, %: Nb_2O_5 0,012-0,041 (в единичных случаях до 0,05); Ta_2O_5 0,001-0,006 (в единичных случаях до 0,0035-0,004).

Метасоматиты содержат пироксеноиды, монацит, ксенотим, радиоактивный циркон, сфен, ильменит. Практического значения редкометалльная минерализация на Хомутовском участке не имеет [Парфёнов, 1983 ф].

Пункты минерализации **Обнажение № 23** (III-4-23) и **Шурф 859** (III-4-36) также связаны с метасоматически изменёнными (окварцевание, карбонатизация) дайками граносиенитов хомутовского комплекса в которых по единичным штучным пробам содержание Nb_2O_5 до 0,02 % [Варганов, 1964 ф].

Цирконий

В результате проведения поисковых работ в пределах Хомутовского массива выявлено **Хомутовское** (IV-4-1) проявление цирконсодержащих кор выветривания по граносиенитам Хомутовского массива (Мормиль, 1999 ф). В массиве проявлены наложенные метасоматические преобразования: альбитизация, окварцевание и серицитизация, карбонатизация. Наиболее широко распространены кварц-серицитовые и карбонат-кварц-серицитовые метасоматиты, обогащённые сульфидами (пирит, галенит, молебденит), магнетитом, гематитом. Геохимическая специализация граносиенитов и метасоматитов редкометалльно-редкоземельная, содержание Zr, Y, Yb, Ce, Nb, Ta в несколько раз выше кларка. В пределах Хомутовского массива выделяются локальные участки с относительно повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия. К числу таких участков относятся междуречье рек Кривушка и Поскакушка.

Поисковые работы были проведены в пределах выявленных при ГСР-50 аномалий редкометалльного и редкоземельного характера. Основной объём поисков выполнялся в восточной части Хомутовского массива. Шурфами, мекометражными скважинами (УКБ-12/25) и колонковыми скважинами создана сеть наблюдений 200-600×80 м, участками до 50-100×50 м.

В пределах Хомутовского массива развиты линейно-площадные коры выветривания глинистого, глинисто-щебнистого и щебнистого составов, мощностью до 70 м. Преобладают глинисто-щебнистые и щебнистые коры выветривания.

В граносиенитах массива наблюдается мелкая вкрапленность магнетита, гематита, пирита, рутила, циркон, минералы редких земель (ксенотим, черчит, монацит, колумбит). Циркон образует свободные зёрна размером 0,03-0,1 мм. В более крупных классах циркон находится в сростках с кварцем, полевыми шпатами и серицитом.

Содержание ZrO_2 в рядовых пробах из коры выветривания достигает 0,2 %, в среднем составляя 0,125 %, иттрия до 0,02 %, ниобия до 0,014 %.

С Хомутовского проявления, во ВНИХТ было проанализировано несколько технологических проб, отобранных из коры выветривания граносиенитов Хомутовского массива. Полученные результаты обогатимости цирконсодержащих руд, при стандартной методике обогащения, были признаны неудовлетворительными. Данные руды обладают очень низкой гравитационной контрастностью, т.к. обособления циркона наблюдаются в классах мельче 0,1 мм. Большинство свободных зёрен циркона имеют размерность 0,035-0,045 мм. В более крупных классах основная масса полезного компонента находится в сростках с аксессуарными и породообразующими минералами, для раскрытия которых потребуются дополнительные операции доизмельчения и классификации.

Шлиховое опробование аллювиальных отложений р. Шайтанка и её притоков, с целью поисков россыпей циркона, показал низкие выходы материала серого шлиха, и низкое содержание в нём тяжёлой фракции, где концентрируется циркон. В связи с чем промышленно-значимых аллювиальных россыпей циркона на Хомутовском участке не выявлено. Причина, очевидно связана с недостаточной проработанностью долин современных мелких рек. Аллювиальные отложения рек являются существенно глинистыми и тонкозернистыми. Циркон и другие ценные минералы заимствуются на месте из кор выветривания граносиенитов в которых они обладают очень малыми размерами (в основном 0,03-0,1 мм) [Мормиль, 1999 ф; Порфёнов, 1983 ф)]

При составлении геохимической основы листа О-40-XXX [Бороздина, 2021 ф] по результатам опробования донных образований и почв, в прелелах листа О-40-XXX выявлено выявлено 7 комплексных геохимических аномалий редкометально-редкоземельной специализации. Повышенные содержания редких и редкоземельных элементов, объясняются широким распространением небольших тел малыгинских субщелочных субвулканитов, гипабиссальных интрузий и даек козлингорского граносиенит-щёлочно-гранитового и хомутовского граносиенит-гранитового комплексов. Характеристика геохимических аномалий приведена в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика геохимических аномалий редкометально-редкоземельного спектра

Индекс клетки	Номер на карте	Название аномалии	Площадь, км ²	Компоненты ПГС	Количество проб в контуре	Состав ГА	Средний коэфф. вариации, %	Интенсивность
II-3	12	Шишимская	28	Донные образования	22	Nb,W,Ag	177	54
				Горизонт В	2		73	409
III-4	37	Хомутовская	14	Донные образования	7	Nb,La,Mo	19	26
				Горизонт В	3		35	15
IV-3	8	Сухоуткинская	10	Донные образования	6	Nb,Be,Li	29	10
				Горизонт В	2		57	7
IV-3	11	Листвянка	20	Донные образования	11	Nb,La,W	48	9
				Горизонт В	3		11	7
IV-3	15	Киргишанка	24	Донные образования	11	Nb,La,Mo	37	19
				Горизонт В	7		29	9
III-3	20	Черемшанская	12	Донные образования	9	La,Y, Nb	32	7
				Горизонт В	2		44	23

Окончание таблицы 1

Индекс клетки	Номер на карте	Название аномалии	Площадь, км ²	Компоненты ПГС	Количество проб в контуре	Состав ГА	Средний коэфф. вариации, %	Интенсивность
IV-3	3	Большая Черемша	1	Донные образования	3	La,Pb,Be	11	12

Радиоактивные элементы

Уран

В пределах Ревдинской площади известно два проявления радиоактивных элементов, расположенных на правобережье р. Чусовая, восточнее от пос. Ниж. Село.

Проявления выявлены при проведении массовых поисков урана, сопровождаемые ГСР-50. При ревизии старинных железных рудников были выявлены радиометрические аномалии интенсивностью до 150 мкР/ч, приуроченные к их отвалам. Позднее, при проведении эрогаммаспектрометрической съёмки, выявлено две аномалии, приуроченные к отвалам бурых железняков старинных рудников – Левинского и Совачихинского. В пределах аномалий проведены шпуровые гамма-поиски и литогеохимическое опробование рыхлых образований. В результате этих работ выявлено несколько радиометрических ореолов. Размеры ореолов от 80×100 до 400×800 м, интенсивностью от 50-120 до 200-630 мкР/ч. Металлометрическим опробованием установлены комплексные геохимические аномалии U, Mo, Be, Zn, Co и Ni [Еремеев, 1977 ф].

Через центры геохимических аномалий пройдены поисково-картировочные скважины [Еремеев, 1977 ф]. В результате бурения установлено два типа уранового оруденения. Первый имеет экзогенное происхождение и связан с глинисто-лимонитовыми образованиями коры выветривания по углеродистым сланцам. Установлено, что уран находится в сорбированном состоянии в лимоните, галлуазите и каолините. Второй тип оруденения связан с горизонтами известняковых брекчий. Порода участками осветлена, несет убогую вкрапленность мелких зёрен флюорита, отличаются повышенной радиоактивностью. Среди брекчий вскрыт маломощный (0,5-1,0 м) пласт черных, битуминозных известняков радиоактивность которых достигает 70-160 мкР/ч.

Убогое урановое оруденение прослежено до глубины 180 м, интенсивность его по падению не возрастает. Минералогически уран представлен уран-молибденовой чернью и

уран-содержащим битумом. Описанный тип оруденения вскрыт только в районе Левинского рудника.

В результате поисковых и оценочных работ на Чусовских проявлениях установлен незначительный масштаб оруденения и дана отрицательная оценка на выявление промышленного уранового оруденения [Еремеев, 1977 ф].

Проявление **Чусовское (Аномалия 126)** (II-3-6) расположено в 1,9 км восточнее пос. Ниж. Село, на правобережье р. Тетериха. Приурочено к отвалам Совачихинского рудника, который отрабатывался на бурые железняки. В районе рудника, шпуровыми поисками, оконтурено 4 разобобщённых ореола размерами от 80×100 до 100×350 м и интенсивностью 60-140 мкР/ч. Три ореола связаны с отвалами шах и карьеров, представленных бурыми глинами с обломками лимонита, а один с дресвяно-глинистыми образованиями старых водоотливов из карьеров и шахт.

При площадном металлометрическом опробовании аэроаномалия 126 фиксируется простыми по конфигурации ореолами рассеяния урана, северо-западного простирания размером до 300-385 м интенсивностью до 0,0067 %. Уранометрический ореол сопровождается комплексным ореолом, в состав которого входят Mo, Be, Zn, Co и Ni.

Профилем скважин колонкового бурения, пройденным через центр радиометрического ореола установлено зона повышенной радиоактивности (до 170 мкР/ч по гамма-каротажу и 30-40 мкР/ч по промеру керна). Повышенная радиоактивность связана с бурыми железняками и лимонитизированными глинистыми образованиями, обогащённых углистым веществом. Наиболее значительные по интенсивности и мощности интервалы с повышенной радиоактивностью зафиксированы в интервале глубин 65-90 м, где по данным рентген-спектрального анализа керновых проб содержание урана достигает 0,011 % на стволовую мощность 4 м. Концентрация урана в бурых железняках и лимонитизированных глинах, в рядовых керновых пробах не превышает 0,0158 %, при содержании тория $3-12 \times 10^{-4}$ %. На глубинах 80-120 м бурые железняки замещаются сидеритами с фоновой (10-20 мкР/ч) радиоактивностью.

Минералогическим анализом установлено, что уран в глинистых образованиях, обогащённых углистым веществом и гидроокислами железа, находится в сорбированном состоянии, в галлуазите, коолините и лимоните.

Проявление **Чусовское (Аномалия 125)** (II-3-11) расположено в 1,8 км юго-восточнее пос. Ниж. Село, в верховьях безымянного правого притока р. Чусовая (на левобережье р. Тетериха). Приурочено к отвалам Левихинского рудника, на котором добывали бурые железняки.

В районе рудника, шпуровыми поисками, оконтурено 3 радиоактивных ореола размерами от 200×400 до 400×800 м и интенсивностью от 50-120 до 200-630 мкР/ч. Эти ореолы в целом располагаются в полосе северо-западного простираения шириной до 400-500 м и протяжённостью до 1500 м, оконтуривая отвалы старых карьеров Лёвихинского рудника.

Металлометрическим опробованием в пределах аэроаномалии 125 установлены повышенные содержания U, Mo, Be, V, Co, Zn и Ni. Металлометрические ореолы в плане повторяют радиоактивные ореолы.

В шурфах, пройденных на отвалах рудника вскрываются глинисто-щебнистые образования с обломками известняков и бурых железняков. Данные образования характеризуются повышенной радиоактивностью, до 212 мкР/ч с экраном. Содержание урана из шурфов достигает 0,053 %.

Минералогическим анализом проб, отобранных из глинисто-лимонитовых образований, установлено, что уран находится в сорбированном виде в лимоните, галлуазите, каолините, а также в чёрном метаморфизованном битуме, который был установлен в наиболее интенсивных по радиоактивности глинисто-лимонитовых образованиях. Причём содержание урана в битуме достигает 1 %.

С целью оценки аномалии 125 были пройдены профили скважин колонкового и шнекового бурения. Бурением установлено, что повышенная радиоактивность на участке аномалии 125 практически не выходит за пределы радиометрических ореолов, оконтуренных шпуровыми поисками.

Скважины колонкового бурения, пройденные через эпицентры радиометрических ореолов, вскрыли интервалы повышенной радиоактивности, связанные с проявлениями уранового оруденения двух типов.

Первый из них связан с глинисто-лимонитовыми образованиями (видимо по сидеритам), а также с корой выветривания углеродистых сланцев. Радиоактивность глинисто-лимонитовых образований достигает по гамма-картажу 250 мкР/ч, а содержание урана в рядовых керновых пробах до 0,04 %, составляя в среднем 0,036 % на мощность 5 м. Содержание тория в пробах не превышает $3-10 \times 10^{-4}$ %.

Глинисто-лимонитовые образования на глубинах 100-120 м переходят в не окисленные сидериты, с фоновой радиоактивностью.

Второй тип уранового оруденения связан с горизонтами известняковых брекчий московского яруса (терригенно-известняковая толща), имеющих мощность 20-40 м. Известняковые брекчии характеризуются убогой вкрапленностью флюорита и несколько повышенной радиоактивностью, до 30-40 мкР/ч. В горизонте брекчий вскрыт маломощный (0,5-1,0 м) пласт чёрных битуминозных известняков, характеризующийся повышенной

радиоактивностью до 60-160 мкР/ч по гамма-каротажу и 12-22 мкР/ч по промеру керна. По результатам кернового опробования содержание урана составило 0,0148 % на мощность 0,5 м. Содержание тория при этом составляет $3-5 \times 10^{-4}$ %. Аномальные интервалы проб также содержат повышенные содержания Мо и V.

Минералогическим анализом проб установлено, что повышенная радиоактивность, зафиксированная в горизонте известняковых брекчий, обусловлена присутствием уран-молибденовой черни и урансодержащего битума. Выделения черни отмечаются на стенках пустоток и тонких трещин, часто приурочены к тонковкрапленному (глобулярному) пириту и прожилкам марказита. Урансодержащий битум представлен единичными округлыми или колломорфными выделениями размером 0,01-0,03 мм серого цвета с коричневым оттенком. Обычно битум обрастает марказитом. Содержание урана в битуме составляет 0,08-0,5 %.

Благородные металлы

Золото коренное

В пределах Ревдинской площади известно 4 проявления коренного золота, отнесенных к золото-кварцевой малосульфидной рудной формации. Оруденение представлено маломощными кварцевыми жилами с редкой (до 3-5 %) вкрапленностью сульфидов. Промышленного интереса проявления не представляют.

Проявление **Берёзовая гора (I-4-3)** расположено в 3 км западнее пос. Половинка, в верховьях безымянного лога. Здесь, среди базальтов павдинской свиты в скважине № 5489 в интервале 23,1-35,5 м отмечались повышенные содержания Zn (0,14 - 1,37 %), а в интервалах 23,1-24,2 м и 25,8-26,5 м пересечены кварцевые жилы с содержанием Au 3,1-3,9 г/т [Зенков, 1979 ф; Карышев, 1964 ф].

Проявление **Черемшанская разведка (I-4-4)** расположено на северо-восточном склоне г. Черемшанка в верховья безымянного правого притока р. Тагил. Проявление было разведано и отработано еще в XIX веке. По архивным данным золото связано с кварцевыми жилами мощностью до 0,5 м, содержащими блеклые руды, галенит и пирит. Содержание золота не известно [Соболев, 1947 ф].

Проявление **Шуговское (Претеченская жила) (II-4-2)** расположено в 3,3 км юго-юго-западнее г. Карабай. Здесь в русле р. Шуговка, правого притока р. Чёрный Шипшиш отмечаются выходы кварцевой жилы мощностью 1-2 м. Жила расположена в зоне тектонического контакта ультрамафитов Верх-Нейвинского массива и вулканогенно-осадочных пород перевозской свиты. Жила прослежена на 300 м. Содержание Au от 1-2 до 20 г/т. Сведений о разработке нет [Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф; Мочалов, 1971 ф; Сидоренко, 1954 ф].

Проявление **Гора Барсучья** (II-4-48) расположено в 3,6 км восточнее дер. Мазино, в 6 км южнее дер. Починок, на правобережье р. Шайтанка. Представлено маломощными кварцевыми жилами среди метавулканитов павдинской свиты. Содержание золота - до 80 г/т. Сведения о размерах оруденения отсутствуют [Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф].

При составлении геохимической основы листа О-40-XXX [Бороздина, 2021 ф] по результатам опробования донных образований и почв, в прелелах листа О-40-XXX выявлено 2 комплексные геохимические аномалии – индикаторы золотого оруденения.

Геохимическая аномалия **Староуткинская** (I-2-9) выделена по результатам опробования почв (горизонт «В»), характеризуется повышенными концентрациями Ag, Zn, P, низкой суммарной интенсивностью коэффициента концентрации 8 и низким коэффициентом вариации 18. Площадь аномалии 43 км². В пределах площади аномалии расположены 3 россыпи проявления.

Геохимическая аномалия **Красная** (III-3-2) выделена по результатам опробования донных отложений (13 проб) и почв (3 пробы). Спектр аномалии Ag, Mo, Cu, Zn, Pb. Площадь аномалии 18 км². Суммарная интенсивность коэффициента концентрации средняя 19 при низком коэффициенте вариации 40.

Золото и платина россыпные

В пределах листа выделяются фрагменты двух россыпных минерагенических зон – Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной и Восточно-Уральской платино-золотороссыпной. Промышленные объекты россыпей благородных металлов известны в обеих зонах, но в Восточно-Уральской преобладают. На изученной площади известно 13 россыпных месторождений, 42 россыпи проявления и 2 шлиховых потока. Из месторождений на Государственном балансе числится 12 россыпей, из них 9 малых и 3 средних. Одна малая россыпь отработана. Из балансовых россыпей 4 россыпи отрабатываются, 2 россыпи разведываются и 6 россыпей числятся в госрезерве. Большинство балансовых россыпей пригодны для экскаваторно-гидравлической отработки и только две россыпи могут отрабатываться дражным способом (месторождение Восточный Шишим и Чёрношишимское). В 19 и 20 в.в. большинство россыпей отрабатывались в той или иной степени старательским способом.

В генетическом отношении выделяются аллювиальные россыпи долинного и террасового типов, и ложковые (аллювиальные и делювиальные) голоценового, реже неоплейстоценового возраста, а также миоценовые и плиоценовые.

В пределах Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоны пространственно выделяется три россыпных узла – Распаихинский платино-золотороссыпной узел потенциальный, Галкинский золотороссыпной узел и Чусовской платино-

золотороссыпной узел потенциальный (южное окончание узла). В пределах Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоны выделен Шишимско-Таватуйский платино-золотороссыпной узел (западная половина узла). Описание россыпных месторождений приведено с востока на запад, начиная с Шишимско-Таватуйского россыпного узла, как наиболее продуктивного.

Наиболее известной является долинная россыпь - среднее месторождение **Восточный Шишим** (П-4-31). Месторождение приурочено к одноимённой реке и протягивается от восточной рамки листа О-40-XXX до впадения в Чёрный Шишим. Запасы промышленных категорий выделены по всей долине р. Восточный Шишим. Длина россыпи в пределах листа составляет около 13 км, ширина россыпи от 50 до 400 м.

В строении россыпи принимают участие аллювиальные, элювиальные и делювиальные (ложковые), элювиальные и делювиальные образования голоценового, средне-верхнелепестового и миоценового возрастов, а также верхняя часть элювия коры выветривания. Все образования в той или иной степени золотоносны.

Элювиальный металлоносный горизонт представлен глинистыми, щебнисто-глинистыми корами выветривания по эффузивным породам мощностью до 1-2 (средняя 0,5) м. Содержания золота в элювии 166 мг/м³, платины 12 мг/м³.

Неогеновые образования в пределах долины реки пользуются ограниченным распространением и выполняют углубления в породах палеозойского фундамента. Представлены они желтовато-бурыми и красноцветными глинами с гравием и галькой. Металл в осадках сконцентрирован в основании слоя. Максимальное содержание благородных металлов в этом слое достигают 1000 мг/м³, среднее содержание золота для этого слоя 332 и для платины 6 мг/м³.

Основным металлоносным пластом является средне-верхнелепестовый, аллювиального генезиса. Неоплейстоценовый пласт содержит 43 % запасов золота и 21 % запасов платины. Представлен песчано-гравийно-галечно-глинистыми образованиями и полимиктовыми галечниками с глинистым заполнителем. Пласт с промышленным содержанием металла по литологическим признакам отчётливо не выделяется, он оконтурен по результатам опробования, его мощность 2-6 м, залегают либо на коренном плотике, либо на образованиях неогена. Содержание золота в слое достигает 1700 мг/м³, среднее содержание в слое 148 мг/м³, платины – 1 мг/м³.

Выше по разрезу выделяются, в пределах поймы, голоценовые отложения, представленные глинисто-песчано-галечными образованиями мощностью 3-4 м. Голоценовый аллювий также является основным металлоносным горизонтом.

Выше по разрезу залегают делювиальные глины мощностью 1-4 м.

Ширина контура промышленных запасов изменяется в пределах 60-337 м.

Грануметрический состав золота характеризуется преобладанием фракций -0,5+0,25 мм и -0,25+0,1 мм. То есть золото довольно мелкое.

Отмечается, что крупность золота в нижнем течении р. Восточный Шишим значительно меньше, чем выше по течению, в пределах контура с балансовыми запасами. Преобладающим развитием пользуются комковатые, таблитчатые и плоские зёрна золота. Золото средне и хорошо окатано. Пробность золота 947.

В шлихах значительным распространением пользуются магнетит, хромит, эпидот, ильменит. Характерной примесью для Шишимских россыпей является осмистый иридий, который периодически служил объектом попутной добычи. Из минералов осмистого иридия установлены невянскит, рутенистый невянскит, сыссерскит.

С 1982 по 1996 гг. россыпь отрабатывалась драгой в среднем и нижнем течении реки, до впадения Ковалёва Лога.

Запасы, утверждённые Урал ТКЗ 1990 г. для дражной отработки: золото по категории С₁ 1769 кг при среднем содержании 109 мг/м³, забалансовые запасы 498 кг; платина по категории С₁ 50 кг при среднем содержании 5 мг/м³.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе по россыпи числятся запасы: золото по категории С₁ 498 кг, по категории С₂ 40 кг и забалансовые 42 кг; платина по категории С₁ 7 кг [Мочалов, 1971 ф; 1973 ф; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф].

Россыпь разведывается, недропользователь ООО «Везерион».

Среднее месторождение **Чёрношишимское** (П-4-10) приурочено к долине одноимённой реки, левого притока р. Восточный Шишим. Протягивается вдоль всей долины реки от истоков до устья. Длина реки Чёрный Шишим составляет 23 км, из ни 17 км приходится на лист О-40-XXX.

Верхняя часть долины реки пригодна для гидравлической отработки, нижняя – для дражной. Промышленные запасы в пределах долины р. Чёрный Шишим выделены на всём её протяжении в виде простой полосы, в плане повторяющей конфигурацию долины. Промышленные запасы, как правило, приурочены к центральной части долины, реже отклоняются к правому или левому борту.

Основные промышленные запасы россыпного золота в россыпи сосредоточены в аллювии четвертичного возраста, меньшая часть в аллювиальных и ложковых образованиях неогена и в элювии коренных пород. Плотик россыпи сравнительно ровный, с западинами до 2 м, сложен серпентинитами, зелёными сланцами, вулканитами и их туфами, глинисто-щебнистыми корами выветривания. Протяжённость россыпи 14,1 км. Ширина разведанного контура колеблется от 40 до 300 м, в среднем составляет 100 м.

Мощность «песков» колеблется от 1,6 м в долинной части до 6,2 м в логах и в среднем составляет 2,7 м. Мощность «торфов» колеблется от 0 до 6 м, в среднем 1,3 м.

Металлоносными являются е неогеновые образования (верховья реки, за рамкой листа) и щебнисто-глинистый элювий пород фундамента.

Элювиальный металлоносный горизонт представлен глинистыми, щебнисто-глинистыми и глинисто-щебнистыми кораи выветривания мощностью до 2-3 (средняя 0,4) м с низкими содержаниями золота.

Неогеновый металлоносный горизонт представлен делювиальными и аллювиальными и делювиальными (ложковыми) образованиями сложенными красно-бурыми глинами с галькой и песком. Неогеновые образования встречаются в пределах долины только в углублениях плотика отдельными пятнами. Мощность осадков составляет 1-2 м. Содержание россыпного золота в этом слое достигают первых граммов, чаще сотен миллиграмм на куб. м.

Аллювиальный средне-верхнеплейстоценовый металлоносный горизонт, выявлен вдоль всей долины р. Чёрный Шишим. Этот слой сложен галечниками и галечными глина с гравием и песком. Мощность аллювия от долей метра до 3-4 м. Содержание золота в пласте колеблется от 57 до 260 мг/м³, в среднем 170 мг/м³, содержание платины 0,13 мг/м³. в аллювии неоплейстоцено сосредоточено 29 % золота и 23 % платины (здесь и далее от общих запасов металла)

Отложения голоцена представлены выделены также по всей долине реки и представлены песками и галечниками мощностью 1-4 м. В аллювии голоцена содержится 23 % золота и 24 % платины. Содержание металла в пласте от десятков до сотен мг/м³.

Четвертичные аллювиальные и делювиальные (ложковые) образования содержат 7 % золота и 4 % платины, представлены бурыми песчанистыми глинами со щебнем и галькой до 20 %, мощностью 1-4,5 м. Содержание россыпного золота в этих образованиях составляет 0-150 мг/м³.

Россыпное золото табличное, комковидное, очертания неправильные угловатые, реже изометрично-овальные (в низовьях). Окатанность золота средняя, реже хорошая. Цвет желтый, реже зеленовато-жёлтый и красноватый. Пробность по 919.

Существенную долю в запасах драгоценных металлов составляет платина (осмистый иридий); доля запасов платины в общих запасах металла в целом по россыпи составляет 7,8 %, по отдельным участкам доля запасов платины достигает 17 %.

Золото относится к мелкому классу (II группа по промышленной классификации). 35 % всего металла составляет класс -0,5 +0,25 мм.

Пробность золота от 918 до 922, средняя 919.

Протоколом ТКЗ в 1990 г. по Черношишимскому месторождению для гидравлической отработки утверждены запасы в следующих параметрах. Балансовые запасы по категории C_1 : золото 685 кг, при среднем содержании 125 мг/м^3 , платина 55 кг, при среднем содержании 10 мг/м^3 ; по категории C_2 : золото 17 кг. Забалансовые запасы по категории C_1 : золото 102 кг, при среднем содержании 41 мг/м^3 , платина 9 кг, при среднем содержании 2 мг/м^3 . Запасы были подсчитаны по временным районным кондициям, утверждённым МЦМ СССР, 1982 г.

Протоколом ТКЗ в 2009 г. по Черношишимскому месторождению утверждены балансовые запасы: золото по категории C_1 1219 кг, со средним содержанием 89 мг/м^3 , в том числе для гидравлической отработки 660 кг со средним содержанием 133 мг/м^3 , для дражной отработки 559 кг, со средним содержанием 69 мг/м^3 ; платина по категории C_1 97 кг со средним содержанием 8 мг/м^3 , в том числе для гидравлической отработки 54 кг со средним содержанием 122 мг/м^3 , для дражной отработки 43 кг, со средним содержанием 5 мг/м^3 .

На Госбалансе на 01.01.2023 г. по Чёрношишимскому месторождению числятся запасы золота по категории C_1 в количестве 1042 кг, забалансовые 195 кг, в том числе для гидравлической отработки 483 кг, забалансовые 58 кг, для дражной отработки 559 кг, забалансовые 137 кг [Мелехин, 2008ф; Мочалов, 1971ф, 1973ф; Осинцев, 1990ф; Панкина, 2023ф].

Чёрношишимское месторождение обрабатывается, недропользователь ООО «Золото Шишима».

Малое месторождение **Граневой Лог** (I-4-41) приурочен к временному водотоку, стекающему в юго-западном направлении, с г. Карабай, в 6,3 км северо-восточнее пос. Пальники.

Россыпь приурочена к крупному миоценовому логу, берущему начало с Верх-Нейвинского массива. В верховьях лог разделяется на три небольших лога, в каждом из которых установлены балансовые запасы благородных металлов. Форма контуров балансовых запасов сложная. Общая длина россыпи 1,6 км, ширина от 40 до 149 (средняя 79) м.

Основными россыпывмещающими образованиями являются неогеновые аллювиальные и делювиальные (ложковые) образования, представленные красноцветными глинами со щебнем, галькой, редким валунами и глыбами. Мощность неогеновых образований от 1-2 до 5-6 м.

Золото тяготеет к приплотиковой части россыпи, где его концентрация достигает 500-1000 мг/м^3 . В россыпи встречается платина в количестве около 1 %.

Миоценовые образования перекрыты четвертичными ложковыми образованиями с низким содержанием россыпного золота.

Золото в россыпи таблитчатой и комковатой формы, средней степени окатанности тёмно-жёлтого цвета. Пробность 862.

По Граневому Логу были подсчитаны балансовые запасы золота по категории С₁ в количестве 80 кг со средним содержанием 112 мг/м³ и платины в количестве 1 кг, со средним содержанием 1 мг/м³. Забалансовые запасы составили: золото 13 кг, со средним содержанием 72 мг/м³.

На Госбалансе на 01. 01. 2023 г. числятся запасы золота по категории С₁ 80 кг, забалансовые запасы 13 кг. (Зенков, 1979 ф; Иванищев, 2005 ф; Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф)

Россыпь отрабатывается, способ обработки - гидравлический.

Малое месторождение **Р. Шуговская (П-4-1)** приурочено к одноимённой реке, правого притока р. Чёрный Шишим, в 5,3 км северо-восточнее пос. Пальники.

Длина россыпи 1,5 км, ширина 40-85 (средняя 60) м.

Основным пластом россыпи является слой миоценовых аллювиальных и делювиальных (ложковых) образований, представленных красноцветными глинами с переменным количеством обломочного материала. Мощность слоя изменяется от 1-2 м в верховьях россыпи, до 2-4 в нижней части. Метал, в основном, приурочен к низам разреза.

Образования неогена перекрыты аллювиальными и делювиальными (ложковыми) четвертичными глинами, реже аллювием голоцена.

Наряду с золотом в россыпи отмечается значительное количество платины (осмистого иридия), в некоторых пробах до 29 % (в среднем по россыпи 9 %). Метал в россыпи, как золото, так и платина мелкий. Золотины в россыпи таблитчатой, реже комковатой формы, средне и слабо окатаны тёмно- и светло-жёлтого цвета. Пробность золота 875.

По россыпи р. Шуговская были подсчитаны балансовые запасы золота по категории С₁ в количестве 55 кг со средним содержанием 115 мг/м³ и платины в количестве 5 кг, со средним содержанием 11 мг/м³. Забалансовые запасы: золото 39 кг, со средним содержанием 47 мг/м³, платина 1,4 кг со средним содержанием 2 мг/м³.

В Госбалансе на 01.01.2023 г. числятся запасы золота и платины: по категории С₁ золото 55 кг, платина 5 кг, забалансовые запасы золота 39 кг, платина 1,4 кг. [Белов, 1948ф; Воронцова, 1945ф; Воскова, 2023ф; Иванищев, 2005ф; Осинцев, 1990ф; Панкина, 2023ф]

Россыпь лицензирована, недропользователь ООО «Везерион».

Малое месторождение **Россыпь Макариха** (II-4-11) примыкает к дражным запасам р. Чёрный Шишим и расположена на её правом увале и фиксируется полосой старательских ямных разработок.

Промышленные запасы россыпи выделены в виде двух полос, сближающихся на расстояние 70 м. Восточная полоса вытянута в субмеридианальном направлении и примыкает к дражному полигону Чёрношишимского месторождения. Западная полоса постепенно отклоняется на юго-запад и также примыкает к Чёрношишимской россыпи. Общая длина россыпи 2,2 км, ширина от 40 до 220 м (средняя 120 м).

В строении россыпи принимают участие следующие металлоносные горизонты: аллювиальные, аллювиальные и делювиальные (ложковые), элювиальные и делювиальные образования галоценового, средне-верхнелепестового и миоценового возрастов, а также верхняя часть элювия коры выветривания. Все эти образования в той или иной степени золотоносны. Наиболее золотоносными миоценовые ложковые образования, содержащие более 60 % запасов золота и платины.

Элювий представлен щебнистыми и глыбово-щебнистыми образованиями сланцев или известняков мощностью 1-2 м. Максимальные содержания благородных металлов в этом слое составляли: золото – 1600 (среднее 192) мг/м³, платина – 100 (среднее 24) мг/м³. Элювиальный горизонт содержит около 10 % запасов золота и 16 % платины.

Миоценовый металлоносный горизонт представлен переотложенными корами выветривания, залегающими на закарстованной поверхности известняков, а также пестроцветными глинами с галькой и прослоями светло-серых песков, галечников на глинистом цементе (аллювиальные и ложковые образования). Содержание золота в этом слое до 750 (среднее 176) мг/м³, платины – до 376 (среднее 13) мг/м³.

Отложения четвертичного аллювиального горизонта развиты в устьевой части восточной ветви россыпи в месте её причленения к Чёрношишимской россыпи. Представлены они песками, галечниками и глинами мощностью 2-6 м с содержанием золота достигающим 10-300 мг/м³.

Завершает разрез россыпи делювиальные щебнистые глины мощностью до 6 м. Содержание благородных металлов в слое 10-30 мг/м³, единично до 200 мг/м³.

Плотик россыпи весьма неровный, имеются отдельные локальные западины глубиной до 30 м, а также отдельные выступы пород плотика до 3-5 м.

Форма россыпного золота таблитчатая и пластинчатая, овальная с ровными краями. Окатанность золотинок хорошая и средняя. Пробность золота 954.

По россыпи Р. Макариха были подсчитаны балансовые запасы золота по категории С₁ в количестве 265 кг со средним содержанием 114 мг/м³ и платины в количестве 20 кг, со средним содержанием 8 мг/м³. Забалансовые запасы составили: золото 86 кг.

В Госбалансе на 01.01.2023 г. числятся запасы золота по категории С₁ золото 265 кг, забалансовые запасы 86 кг [Воскова, 2023 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф].

Россыпь лицензирована, недропользователь ООО «Везерион».

Малое месторождение **Ковалев Лог** (П-4-22) приурочено к долине правого притока р. Восточный Шишим, в 3,6 км севернее пос. Починок.

Россыпь примыкает к дражным запасам россыпного месторождения Восточный Шишим. По архивным данным россыпь Ковалёв Лог отрабатывалась старателями подземным способом, с 1943 г. по 1948 г. добыто 12,2 кг россыпного золота.

Россыпь имеет протяжённость около 1,1 км шириной от 40 до 180 (средняя 100) м, длина самого лога около 3 км, ширина лога 0,5 км. Мощность рыхлых образований, слагающих долину лога достигает 30 м.

Плотик россыпи сложен, преимущественно, мраморизованными известняками. Поверхность известняков неровная, с колебаниями плотика между разведочными скважинами от 1-3 до 5-6 м, в единичных случаях до 20 м.

Рыхлые образования, вмещающие промышленные запасы россыпи, представлены снизу-вверх:

а) аллювий миоценового возраста, выполняющий углубления в известняках. Мощность этих образований от 1 до 13 м. Представлены они жёлтыми, желтовато-бурыми глинами с гальками и песком, преимущественно кварцевого состава. Благородные металлы в слое представлены золотом и платиной (осмистый иридий). Содержание золота достигает 0-00 мг/м³, до 2239 мг/м³, максимальное содержание платины 415 мг/м³.

б) выше по разрезу, частично перекрывая аллювий залегают аллювиальные и делювиальные (ложковые) образования также миоценового возраста мощностью 4-17 м (чаще 6-8 м). Ложковые образования представлены глинами с включениями обломочного материала полимиктового состава различной окатанности и переменного количества. Благородные металлы встречаются по всему слою, но наибольшая его концентрация приурочена к подошве пласта, где также увеличивается количество обломочного материала. Максимальная концентрация золота в пласте достигает 6000 мг/м³, платины – 300 мг/м³.

в) завершает разрез рыхлых образований слой четвертичных бурых делювиальных глин повсеместно перекрывающих осадки неогена. Мощность делювия 4-6 м.

Делювий почти не содержит золото, но в единичных пробах встречается в количестве 200-800 мг/м³. Среднее содержание золота 145 мг/м³, платины 6 мг/м³.

Форма золотин в россыпи таблитчатая, реже комковатая. Окатанность золотин средняя, цвет жёлтый. Пробность золота 924.

Урал ТКЗ в 1990 г. утвердил запасы по россыпи Ковалёв лог по категории С₁ золото 218 кг, платина 9 кг, забалансовые золото 29 кг. На 01.01.2023 г. на Госбалансе по россыпи числятся запасы по категории С₁: золото 218 кг, платина 9 кг, забалансовые запасы золота в количестве 29 кг [Мочалов, 1971 ф; Мочалов. 1973 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф].

Россыпь лицензирована, недропользователь ООО «Везерион».

Малое месторождение **Бакальская** (II-4-24) приурочено к долине р. Бокалка, правого притока р. Восточный Шишим.

Длина долины реки около 3,5 км, длина разведанной россыпи 1,6 км. Мощность рыхлых образований, выполняющих долину от первых метров до 17-18 м.

Россыпь отрабатывалась старателями, полоса сплошных работ протягивается в пойме р. Бакалка от устья до истока, в увальной части отмечаются следы глубоких шурфов (до 10 м).

Плотик россыпи представлен глинисто-щебнистыми корами выветривания по серпентинитам или по габброидами.

Основная часть рыхлых образований, выполняющих долину представлена неогеновыми осадками, имеющими двухчленное строение. Верхняя часть разреза, мощностью 4-15 м представлена аллювиальными и делювиальными (ложковыми) глинами почти не содержащими благородные металлы. Нижняя часть разреза, залегающая на корях выветривания, представлена красноцветными глинами с галькой и щебнем аллювиального и ложкового генезиса. Содержание золота в нижнем пласте крайне неравномерное, от 500 до 2000-4000 мг/м³ (на пласт). Мощность металлоносного пласта около 1 м. Содержание золота в неогеновых образованиях снижается вниз по течению реки.

В пределах пойменной части неогеновые образования перекрыты аллювием голоценового возраста, мощностью 2-4 м. Содержание металла в этом пласте не превышает первых сотен мг/м³. В верховьях р. Бакалка выделены аллювиальные и делювиальные (ложковые) образования голоценового возраста, мощностью до 2 м. Содержание золота в этом слое составляет 900-1000 мг/м³.

Золото в россыпи, преимущественно таблитчатое, реже комковатое, средней степени окатанности, жёлтого цвета. Пробность 920.

ТКЗ в 1990 г. утвердил запасы благородных металлов по категории С₁: золото в количестве 84 кг, со средним содержанием 130 мг/м³, платина 3 кг, со средним содержанием 3 мг/м³; забалансовые запасы золота 24 кг.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе по Бакальской россыпи числятся запасы золота по категории С₁ в количестве 84 кг, забалансовые запасы золота 24 кг. Россыпь находится в нераспределённом фонде недр [Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф].

Малое месторождение **Кольцов Лог** (II-4-32) приурочено к левому притоку р. Восточный Шишим, в 3,5 км северо-восточнее пос. Починок.

Расположено в аналогичной геологической обстановке, что и россыпь Бакальская. Кольцов лог имеет длину около 2 км и сильно поражён старательскими отработками. Длина золотоносной россыпи 1,3 км, ширина от 42 до 85 (среднее 55) м. Мощность рыхлых отложений от 2,2 до 5 (среднее 3,2) м. Средняя мощность металлоносного пласта 1,8 м. Среднее содержание золота по россыпи 126 мг/м³.

Золото россыпи встречается в коре выветривания, миоценовых образованиях, аллювиальных средне-верхнечетвертичных и в ложковых голоценовых образованиях.

Коры выветривания чаще глинисто-щебнистого состава по габброидам и серпентинитам, мощность коры выветривания от долей м до 3 м. Коры выветривания содержат около 24 % запасов россыпного золота, со средним содержанием 257 мг/м³. Неогеновые щебнисто-глинистые образования содержат около 10 % всех запасов, со средним содержанием 165 мг/м³. Ложковые образования средне-верхнечетвертичного содержат около 15 % от всех запасов со средним содержанием 241 мг/м³. Современные (голоценовые) ложковые образования содержат около 51 % от всех запасов со средним содержанием 102 мг/м³.

Кроме балансовых запасов по Кольцовому логу выделен пласт с забалансовыми запасами в 200 м от голоценового лога, в пределах древней погребённой долины Кольцового Лога, фиксируемой в устьевой части полосой старательских отработок. Длина пласта забалансовых запасов 0,3 км, ширина от 40 до 100 м, мощность от 8,5 до 10,5 м. Содержание золота в забалансовых запасах от 230 до 61 мг/м³.

Золото в россыпи, комковатое, таблитчатое, плоское, средней степени окатанности, тусклого жёлтого цвета, в коре выветривания встречается золото рудного облика. Часто встречались самородки, по архивным данным старательских отработок встречен самородок золота весом более 1 кг. Пробность золота 920.

Балансовые запасы золота, прошедшие государственную экспертизу по категории С₁ составляли 28 кг. Отрабатывалось в 1990 г. На 01.01.2023 г. в Госбалансе по

месторождению числятся запасы золота по категории C_1 - 17 кг, со средним содержанием золота 124 мг/м³, забалансовые запасы составляют 7 кг, со средним содержанием 44 мг/м³. Россыпь находится в нераспределённом фонде недр. (Иванищев, 2005; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф).

Малое месторождение **Р. Шайтанка** (III-4-4) приурочено к древней долине р. Бол. Шайтанка, в 4,6 км севернее г. Первоуральск. Древняя долина примыкает к современному руслу р. Шайтанка с запада. Осадки, выполняющие древнюю долину, представлены средне-верхнелепестовыми озёрно-аллювиальными и аллювиальными отложениями и осадками кустанайской свиты, аллювиального и делювиального (ложкового) генезиса. Мощность четвертичных образований 4-10 м, ширина от 40 до 575 м. Ложковые образования кустанайской свиты представлены красноцветными глинами с полимиктовой галькой и песком. Мощность неогеновых образований около 6 м, ширина до 325 м. Общая длина россыпи 1050 м

В Госбалансе по Шайтанской россыпи числятся запасы золота по категории C_2 в количестве 70 кг, со средним содержанием 110 мг/м³ (Иванищев, 2005; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф). Россыпь находится в нераспределённом фонде недр.

Малые россыпи **Шибатин Лог** (III-4-3) и **Р. Марнинская** (III-4-14) расположены большей своей частью на смежном восточном листе О-41-XXV, приурочены к современным руслам одноимённых ручьёв. На Ревдинской площади эти золотоносные россыпи представлены своими нижними частями. Золотоносность связана с аллювием голоценового возраста небольшой мощности и низким содержаниями. Обе россыпи числятся на Госбалансе и находятся в нераспределённом фонде недр [Иванищев, 2005; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф].

Малое месторождение **Карабайская** (I-4-38). Приурочено к долине руч. Карабай, левого притока р. Грязнуха, в 5 км северо-восточнее пос. Пальники.

Протягивается в субмеридианальном направлении. Долина реки хорошо проработана, мощность рыхлых образований изменяется от 3-8 м в верховьях реки до 10-12 м в нижнем течении, увеличиваясь до 18-20 м, на участках долины, где имеются линзы карстующихся известняков. Длина россыпи 1,5 км, ширина 40-130 (в среднем 60) м.

Рыхлые образования, слагающие долину представлены:

а) аллювиальные и делювиальные (ложковые) красноцветные образования миоцена, мощностью 4 м. Верхняя часть неогена существенно глинистая, с низкими (до 100 мг/м³) содержаниями золота. Низы неогена (мощность 1-3 м) содержат значительное количество (10-20 %) обломочного материала и вмещают основные запасы металла с содержаниями, достигающими 2000-3000 мг/м³;

б) выше по разрезу залегают, частично размывая миоценовые образования, аллювиальные отложения средне-верхнего неоплейстоцена, мощность которых достигает 5-8 м. Верхняя часть разреза (4-6 м) сложена глинами с линзами песков, с содержаниями золота до десятков мг/м³. В нижней части разреза чётко выделяется слой галечниковых глин и галечников, мощностью 1-2 м, с содержанием золота до 500-600 мг/м³.

в) завершается разрез слоем делювиальных глин, мощностью 2-5 м, с очень низким содержанием золота.

В целом по россыпи отмечается четкая приуроченность металла к приплотиковому слою, мощностью 1-2 м, сложенному аллювием неоплейстоцена или ложковыми образованиями неогена. Золото в россыпи средне и хорошо окатано, преимущественно крупное, размером 1 и более миллиметров, таблитчатое и комковидное. Цвет золотин тускло-жёлтый. Пробность 937.

Запасы по категории С₁, прошедшие госэксперизу, 1990 г. составили: золото 118 кг, со средним содержанием 137 мг/м³, платина 1 кг, со средним содержанием 1 мг/м³. Забалансовые запасы составили: золото 50,2 кг, со средним содержанием 52 мг/м³, платина 0,2 кг.

По архивным данным с 1931 по 1945 гг. добыто 170 кг золота.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе запасы по россыпи Карабайская не числятся, отработаны [Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф].

Краткие сведения по россыпипроявлениям Шишимско-Таватуйского россыпного узла приведены в Прил. 3.

В пределах Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоны на Ревдинской площади известно одна промышленная россыпь и ряд россыпипроявлений.

Малое месторождение **Галкинское** (III-4-11) расположено в 1 км восточнее пос. Доломитовый, приурочена к фрагменту древней долины р. Чусовой, заключенному между ж/д Екатеринбург - Пермь на северо-востоке и Галкинским карьером на юго-западе, на левобережье р. Чусовая.

В 1990-91 г.г. геологоразведкой Первоуральского рудоуправления при бурении на восточном участке Билимбаевского месторождения флюсовых известняков выявлена золотоносность покровных глин. В 1992-93 г.г. Нейво-Рудянской ГРП проведены поисковые работы, по результатам которых были подсчитаны запасы россыпного золота (Осинцева, 1995 ф).

Протяженность россыпи - 1,0 км, приурочена к левому борту долины р. Чусовой, к полосе развития известняков и доломитов. Долина хорошо врезана в породы плотика. Поперечный профиль корытообразный с глубокими западинами до 5×40 и 9×180 м в местах развития карста или выступами размером до $6,3 \times 8$ м. Глубина долины 4-39 м.

Мощность долинных отложений до 39 м, максимальная – в центральной части долины, в карсте. Рыхлые образования представлены аллювиальными, аллювиальными и делювиальными (ложковыми), делювиальными образованиями в возрастном диапазоне от миоцена до голоцена. Все образования в той или иной степени золотоносны, но промышленные концентрации связаны с древними ложковыми образованиями (наурзумская свита).

Ложковые неогеновые образования представлены переслаиванием красноватых, желтоватых, сероватых и бурых глин, содержащих переменное количество слабо и хорошо окатанного обломочного материала (галька, гравий, песок) с преобладанием кварца в обломочном материале. Мощность ложковых образований до 22 м. Золотоносность неогеновых образований умеренная – первые десятки-сотни мг/м^3 .

Ложковые осадки фациально замещают или залегают с размывом на делювиальных образованиях неогенового возраста, представленных серыми, серовато- и желтовато-бурыми реже красноцветными глинами, часто песчанистыми, иногда с гравием, щебнем и галькой. Содержание золота в слое низкое, до первых десятков мг/м^3 .

Аллювиальные неогеновые образования, в виде небольших пятен, приурочены к карстовым углублениям в коренном плотике. Представлены они переслаиванием серых, серо-бурых, бурых, оранжево-красных, жёлтых и серовато-жёлтых глин, содержащих незначительное количество песка, гравия и гальки. Обломочный материал преимущественно кварцевого состава. Содержание золота в аллювиальных образованиях от 0 до первых десятков мг/м^3 , в единичных пробах – до 220 мг/м^3 .

Образования наурзумской свиты с размывом перекрыты озёрно-аллювиальными образованиями средне-верхнеплейстоценового возраста мощностью 1,5-7,0 м. Они представлены серыми, серовато- и зеленовато-бурыми алевритистыми глинами с незначительным количеством песка, гравия и гальки. Золотоносность озёрно-аллювиальных образований крайне неравномерная, от 0 до 600 мг/м^3 .

Делювиальные образования верхнего звена неоплейстоцена перекрывают неогеновые и средне-верхнеплейстоценовые образования слоем мощностью от 1,5 до 8 м состоящим из бурых глин с незначительным количеством гравия, щебня и гальки. Содержание золота в делювиальных образованиях неравномерное от 0 до 500 мг/м^3 .

На месторождении выделено два золотоносных пласта, прерванных Галкинским карьером. Протяжённость их 225 и 1050 м, ширина 160 и 75-100 м, соответственно. Мощность золотоносных пластов от 7 до 13,5 м (средняя 5,6 м). Общая площадь россыпи 0,18 км².

Среднее содержание золота по россыпи 123 мг/м³. Золото мелкое с пленками гидроокислов железа; золотины таблитчатые, хорошей и средней окатанности, удлиненные. Пробность золота 930.

Запасы золота подсчитаны по категории С₂ в количестве 151,5 кг. Оработка месторождения возможна бульдозерно-гидромеханизированным способом.

Возможен прирост запасов за счет доразведки целиков Галкинского карьера. (Осинцева, 1995 ф; Сапожников, 1981 ф; Панкина, 2023 ф)

Россыпь находится в нераспределённом фонде недр.

На остальных россыпных объектах Западно-Уральской мегазоны, в пределах листа О-40-XXX современных специализированных поисковых работ не проводилось исключая р. Чёрная. Их описание дано по отрывочным, зачастую, утерянным, архивным данным.

Россыппроявление **Р. Распаиха с притоками** (I-1-4). Р. Распаиха - левый приток р. Чусовая, впадает в неё в 0,5 км выше Староуткинского пруда.

По архивным данным в 1910 г. старателями отрабатывались лога Меньшиков и Суслов в верховьях р. Каменка, левого притока р. Бол. Распаиха. Было промыто чуть больше 10 м³ породы, добыто 69 гр. золота. Среднее содержание благородных металлов, по современному пересчёту, составило 648 мг/м³. На долю платины приходилось около 87 %, на долю золота 13 %. Промывка была несовершенная и повторная промывка давала до 498 мг/м³.

В 1911 г. в этих же площадях Уткинским заводоуправлением проводилась разведка россыпей. При опытной промывки породы из Меньшикова лога объёмом 113,6 м³ было добыто 72,522 гр. драгоценных металлов, при их содержании в 638 мг/м³. Контрольная промывка дала дополнительно от 22 до 43 мг/м³.

Промывка «песков» из разрезов № 1 и 2 Суслова лога дала содержание металла 1496 и 1795 мг/м³. Россыпное золото и платина приурочена к «пескам» мощностью 0,-1,0 м, залегающим под «торфами» и «речниками» на глубине от 1,0 до 1,8 м.

В ряде мест платина имела в «речниках» и отсутствовала в «песках».

На руч. Баёвская Распаиха, правом притоке р. Бол. Распаиха старателями неоднократно проводилась разведка и добыча. В верхнем течении этого ручья, в разное время было пройдено около 40 шурфов. По шурфам мощность «торфов» до 2,1 м, «песков»

0,5-1,0 м. Содержание металла составило 998-1247 мг/м³, при этом на долю платины приходилось 90 %, а золота 10 %.

Плотиком россыпи служат конгломераты и песчаники. Металл содержался как в верхней части выветрелого плотика, так и в нижней части «торфов» (в «речниках»).

По р. Бол. Распаиха старателями, между устьями рек Пандыриха и Каменка пройдено 10 шурфов. Установлено, что «торфа» состоят из глины и «речников» (галечник) мощностью 2,1-2,5 м. Мощность песков не установлена из-за обильного водопритока. Отмечается, что «золото встречалось редко» [Мардиросьян, 1992 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф].

Россыпи проявление **Р. Северная** (I-1-5) включает собственно долину р. Северная и её приток р. Кабанка. О золото-платиноносности долины р. Северная известно крайне мало.

По р. Кабанка (правый приток р. Северная), так и по логу, впадающему в неё справа, старателями проводились поисковые и разведочные работы. Ими было пройдено несколько десятков шурфов. Установлено, что мощность «торфов» от 2,1 до 2,5 м, «песков» - до 0,7 м. Содержание россыпного металла по шурфам неравномерное, от пустых шурфов до шурфов с приличным содержанием. Шурфы с золотом и платиной преобладали. Содержание золота и платины доходило до 740 мг/м³. По р. Каменка золото значительно преобладало над платиной, оно менее окатано и более крупное.

По р. Северная (в архивах Северная Утка) известно лишь об одном старательском шурфе, пройденном в долине реки, в 500 м выше впадения р. Кабанка. В этом шурфе, на глубине 1,4 м, в «речниках» отмыто «несколько крупных шероховатых золотинок». Из-за большого притока воды шурф не пройден до плотика. Знаки платины отмечались в р. Северная выше моста, что в 1,7 км выше устья реки [Мардиросьян, 1992 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф].

Россыпи проявление **Родинский и Пашинский Лога** (I-2-1) – левые притоки р. Чусовая, у самой северной рамки листа О-40-XXX.

В 1910 г. старатели в этих логах добывали золото и платину. Оба лога маленькие и узкие. Золото и платина в Родинском Логу, встречается сразу же в его устье и шло в виде узкой полосы вверх по логу. По разрезу золото встречалось по всей массе рыхлых образований, сразу же под дёрном. Плотик россыпи представлен известняками.

По Пашинскому Логу золото добывалось в 110-170 выше его устья на протяжении 250-300 м. Мощность «песков» не превышала 0,35-0,4 м.

Содержание металла в россыпях доходило до 2990 мг/м³. В Родинском Логу содержание платины составляло 1/3 от всего добытого металла, а в Пашинском Логу на много

меньше. Встречались самородки платины весом до 53 мг (Мардиросьян, 1992 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф).

Россыпипроявление **р. Чёрная** (III-3-5) приурочено к нижней части долины р. Чёрная, правого притока р. Чусовая, в 1,5 км севернее ж/д станции Бойцы.

Долина р. Чёрная, в нижней её части сложена аллювиальными отложениями верхнеоплейстоценового и галогенового возраста, представленные отложениями камышловской террасы р. Чусовая, современными русловыми и пойменными отложениями.

Аллювий камышловской террасы представлен мощным пластом серовато-бурых, серых и тёмно-серых глин с переменным количеством обломочного материала полимиктового состава (галька, гравий, щебень) с прослоями песка. Мощность слоя до 14 м. В левом борту долины осадки камышловской террасы перекрыты торфом мощностью до 5 м. В правом борту долины осадки камышловской террасы перекрыты слоем аллювиальных и делювиальных (ложковых) и делювиальных образований мощностью 4-5 и 3-4 м, соответственно, представленных серовато-бурыми глинами с незначительным количеством песка.

В целом осадки камышловской террасы слабозолотоносны, содержание золота в них составляет от 0 до первых сотен мг/м³.

Протяжённость золотоносных образований верхнеоплейстоценового возраста около 2 км, ширина 130 м.

Авторские прогнозные ресурсы россыпного золота, при среднем содержании 118 мг/м³, по категории Р₁ составили 98,4 кг [Осинцева, 1995 ф].

Слева к долине примыкают аллювиальные и делювиальные (ложковые) осадки кустанайской свиты, залегающие на карбонатном плотике. Осадки кустанайской свиты представлены бурыми и красновато-бурыми глинами с галькой, гравием и щебнем. Мощность кустанайских образований 3-10 м. Сверху они перекрыты делювиальными, аллювиальными и делювиальными (ложковыми) глинами с переменным количеством обломочного материала (галька, щебень). Золотоносность кустанайских осадков умеренная, содержание в рядовых пробах до 305 мг/м³.

Сверху кустанайские осадки перекрыты четвертичными глинами с галькой, щебнем, с единичной линзой бурых галечников в основании разреза. Мощность линзы галечников 2 м, содержание золота в галечниках 152 мг/м³.

В пределах распространения неогеновых образований выделена небольшая россыпь с авторскими прогнозными ресурсами золота по категории Р₁ в количестве 11,4 кг, при среднем содержании золота 62 мг/м³.

Общие авторские прогнозные ресурсы категории P_1 россыпного золота по долине р. Чёрная составили 109,8 кг [Осинцева, 1995 ф].

Кроме россыпных месторождений и россыпипроявлений на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения показаны 2 шлиховых потока золота – **Р. Макаровка** (III-4-20) и **Руч. Солдатка** (IV-2-4). Шлиховое опробование руслового аллювия р. Макаровка, при опытно-методических работах по созданию госгеолкарты-200 [Успенская, 2004 ф], показало присутствие «многочисленных знаков золота», по-видимому не весового. На руч. Солдатка, по архивным данным [Пермяков, 1932 ф] известно, что в единичных ковшевых пробах (объём не известен) из недобитых до коренного плотика шурфов в пойменном аллювии содержание россыпного золота и платины составляло до 22 и 11 знаков, соответственно. Знаки золота и платины мелкие, размером 0,1-0,7 мм.

Серебро

Проявление **Серебряный рудник** (III-4-21) расположено на северо-западной окраине г. Первоуральск. Оно приурочено к сланцам хомасьинской свиты. Здесь, по архивным данным, в XIX веке отрабатывались 2 кварцевые жилы с содержанием серебра 1,1-3,4 кг/т и свинца с содержанием 17,3 %. В результате поисковых работ [Лунегов, 1955 ф], проведённых на проявлении было установлено, что оруденение связано с маломощными жилами кварц-альбитового, кварц-карбонатного и карбонатного состава с гнёздами сульфидов. Минеральный состав руд представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Средние содержания полезных компонентов в пробах: Cu 0,01-0,05 %, Zn 0,01-0,05 %, Pb 0,01-0,2 (до 2,77) %, Au 0,06 (до 0,2) г/т, Ag до 47 г/т. Максимальные содержания получены в пробах, отобранных из отвалов рудника. Проявление не перспективно [Варганов, 1964 ф; Лунегов, 1955 ф; Мамин, 1973 ф].

Неметаллические ископаемые

Керамическое и огнеупорное сырьё

Глины огнеупорные

В пределах Ревдинской площади известно 8 проявлений гипергенных огнеупорных глин, отнесённых к формации огнеупорных глин кор выветривания. Проявления огнеупорных глин пространственно совмещены с бурожелезняковыми рудниками, перекрывают бурые железняки или замещают их по простирацию. Чаще всего проявления огнеупорных глин залегают на неровной закарстованной поверхности известняков различного возраста. Представлены они чистыми каолиновыми глинами с повышенным содержанием Al_2O_3 (до 28-29 %).

Огнеупорные каолиновые глины Пестерихинского (I-2-4), Тункинского (IV-2-9), Пластовского (IV-2-6), Шилкинского (IV-2-14), Викторовского (IV-2-17) и других проявлений, залегают в виде линз и пластообразных залежей мощностью до 12-15 м. Иногда, например, в разрезах Старолиствянского проявления (IV-3-13), в карстовых полостях, мощность дресвяно-глинистых образований достигает 70-90 м, однако степень сортировки материала незначительная и линзы чистых каолиновых глин мало-мощны и составляют не более 30-35 %. Каолиновые глины пластичные, белые, серовато- синего, серовато-зеленого цвета.

По данным лабораторных исследований каолиновые глины в исходном виде могут быть использованы для изготовления полукислого огнеупорного кирпича с температурой плавления 1650° С, а также для изготовления строительной керамики – облицовочного кирпича и облицовочной плитки [Варганов, 1960 ф].

До 30-х годов прошлого века проявления огнеупорных глин эксплуатировались для нужд местных металлургических заводов и в настоящее время практически отработаны.

Горно-техническое сырьё

Асбест амфиболовый

На площади листа О-40-XXX известно 2 пункта минерализации асбеста: Починок (II-4-20) и Кольцовский Лог (II-4-30). Пункты минерализации асбеста связаны с серпентинитами Верх-Нейвинского массива и представлены редкими жилками амфибол-асбеста мощностью до 2 см. Практического интереса не представляют [Белов, 1963 ф; Зенков, 1979 ф].

Драгоценные и поделочные камни

Алмаз

Сведения о первой находке алмазов в пойме р. Атиг встречается в отчёте Н.П. Вербицкой. Здесь в 1926 г. в 0,5 км ниже пос. Атиг был найден алмаз величиной со спичечную головку. Алмаз был разбит, а затем утерян [Вербицкая, 1943 ф].

В результате поисковых работ на алмазы, в районе пос. Атиг в аллювии реки Атиг было найдено два алмаза суммарным весом 33,7 мг. Один алмаз размером 2,5×2,2×2,4 мм, вес его 24,1 мг, второй алмаз весом 9,6 мг, его размер 2,2×1,8×1 мм. Алмазы были получены в пробах, отобранных из подводной канавы (канавы 14).

Содержание алмазов на весь объём опробования по руслу р. Атиг составил 0,19 мг/м³.

На смежном к югу листе, в русле р. Серга также был найден один мелкий алмаз в подводной канаве (канавы 5) [Степанов, 1957 ф].

Промежуточными коллекторами алмазов, питающие современные россыпи, являются, по-видимому, толща аркозовых и кварцевых песчаников с линзами гравелитов и конгломератов колчимской свиты раннего силура, которые размываются левыми притоками р. Атиг.

Низкие содержания алмазов в русловых отложениях реки не могут удовлетворять требованиям, предъявляемым к россыпным месторождениям алмазов на современном этапе. Выявление богатых россыпей алмазов на Ревдинской площади мало вероятно.

Демантоид

В пределах Верх-Нейвинского массива альпинотипных ультрамафитов выявлено 2 пункта минерализации демантоидов, приуроченных к ультрамафитам Верх-Нейвинского массива.

Пункт минерализации **Гранёв Лог** (I-4-39) расположен в верховьях Граневого Лога, в 0,5 км северо-восточнее г. Карабай. Пункт минерализации приурочен к западной эндоконтактной части Верх-Нейвинского массива. Пункт минерализации локализуется в аподунитовых серпентинитах вблизи небольшого габбрового массива левинского комплекса. Демантоид приурочен к системе тонких прожилков, сложенных антигоритом, а также кристаллами клинохлора, кеммерита и граната. Местами прожилки образуют гнездо- и жилообразные раздувы, мощностью до 10 см. Демантоид представлен хорошо огранёнными ромбододекаэдрическими кристаллами размером до 3 мм. Цвет его зелёный и тёмно-зелёный, обусловлен высоким содержанием хрома (Cr_2O_3 до 12,01 %). По химическому составу демантоид принадлежит средним членам гранатов андрадит-уваровитового ряда [Мурзин, 2002].

Пункт минерализации **Каменский** (I-4-27) расположен в верховьях руч. Каменка, в 0,8 км северо-восточнее г. Перевал.

Каменский пункт минерализации приурочен к центральной части массива ультрамафитов. На площади пункта минерализации продуктивная на демантоид зона имеет северо-восточное простирание и ширину 400-500 м и прослеживается на расстояние до 1 км. Она зажата между двумя полосами рассланцованных, оталькованных и хлоритизированных серпентинитов, закартированных по минимальным значениям магнитного поля. Минерализация представлена сетью тонких (несколько сантиметров) трещин в апогарцбургитовых серпентинитах, выполненных демантоидом и серпентином в ассоциации с магнетитом. Некоторые трещины выполнены кальцит-серпентиновой массой. В минерализованных трещинах в ассоциации с демантоидом серпентин представлен антигоритом, а в ассоциации с карбонатом – хризотилом.

Выделения демантоида имеют сферолитовое строение и очень редко кристаллические (ромбододекаэдр). Размеры индивидов достигают 6 мм, а их агрегатов – нескольких сантиметров. Цвет граната преимущественно жёлтый (топазолит) или бурый, в меньшей степени развиты коричневая, светло-зелёная и зелёная разновидности [Мурзин, 2002].

В настоящее время, в пределах северо-западной эндоконтактовой части Верх-Нейвинского массива ООО «Челябэнергострой» выдана лицензия на геологическое изучение, поиски и оценку МПИ.

Строительные материалы

На изученной площади месторождения строительных материалов распространены очень широко, известно 32 месторождения строительных материалов, таких как магматические и метаморфические породы, карбонатные, глинистые и одно техногенное месторождение обломочных пород. Из них 17 месторождений показано на КЗПИ и 15 месторождений показаны на карте четвертичных образований.

Магматические и метаморфические породы

Основные и ультраосновные интрузивные породы

Крупное месторождение **Первоуральское** (III-4-34) расположено на южной окраине пос. Магнитка, что примыкает с юга к г. Первоуральск.

Представлено породами вскрыши Первоуральского титаномagnetитового месторождения. Вмещающие титаномagnetитовое оруденение габбро и горблендиты, используются как строительный материал. Щебень из отвалов может использоваться как заполнитель бетона марки 200, в асфальто-бетонных смесях и устройстве автодорог.

Физико-механические свойства товарного щебня: объемная масса - 2,84-3,30 г/см³; объемная насыпная масса - 1,51-1,87 г/см³; содержание зерен пластичной и игольчатой формы -31,0-48 %; содержание отмучиваемых примесей - до 9,4 %; сопротивление удару -60,0-65,5; истираемость -40,1-49,2; предел прочности в водонасыщенном состоянии 1100-1785 кг/см².

Щебень из скальных вскрышных пород отвечает требованиям ГОСТ 8267-93, марки щебня «800», «1000», «1200»; фракция (0-10) мм - ГОСТ 9128-84 «смеси из отсевов дробления для приготовления асфальтобетонов».

Запасы интрузивных пород подсчитаны по категории С₁ и составляли 18,764 млн. м³. Месторождение эксплуатируется. В ТБЗ ОПИ на 01.01.2023 г. числятся запасы строительного камня категории С₁ в количестве 6,8 млн. м³ [Подробина, 1996 ф; Ашмарин, 2022 ф].

Метаморфические породы

Малое месторождение **Билимбаевское** (III-4-6) расположено в 1,8 км восточнее пос. Билимбаи, в 1 км западнее высоты 446,4 (г.Тёплая).

Месторождение сложено позднерифейскими метаморфизованными породами указарской свиты (метавулканиты различного состава, сланцы эпидот-хлорит-альбит-актинолитовые, серицит-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, кварц-биотит-плагиоклаз-амфиболовые и др.). Толща метаморфических пород имеет субмеридианальное простирание и восточное падение под углом 60-65°.

Месторождение разведано под производство минеральной ваты. Был выделен участок невыветрелых пород размером 150×200 м, при мощности полезного ископаемого до 28 м. Средняя мощность вскрышных пород 3,2 м, при мощности выветрелых пород до 10 м. Отношение объёмов вскрышных пород к объёму полезной толщи 1:9. В пределах месторождения выделено 2 пласта на Западном и Восточном участках.

Запасы метаморфических пород были подсчитаны по категориям А+В 0,379 млн. м³, С₁ 0,147 млн. м³. В отчётном балансе запасов по Свердловской области по Билимбаевскому месторождению на 01.01.2023 г. числятся запасы метаморфических пород для производства минеральной ваты по категории А 0,203 млн. м³, по категории В 0,087 млн. м³ и по категории С₁ 0,049 млн. м³ [Аникеева, 1975 ф; Парфёнов, 1983 ф; Парфёнов, 2022 ф; Яковлев, 1953 ф].

Участок месторождения находится в благоприятных горно-технических условиях. Метаморфические породы Билимбаевского месторождения используются для производства минеральной ваты и в дорожном строительстве.

Месторождение разрабатывается. Разработка восточного участка закончена, карьер затоплен. Разрабатывается Северный участок, недропользователь ООО Туф.

Карбонатные породы

Мрамор

Среднее месторождение **Починковское** (II-4-29) расположено в 1,2 км севернее пос. Починок.

Линзо-пластообразная залежь мраморов согласно залегает среди раннедевонских вулканогенно-осадочных образований (перевозская свита). Висячем и лежащем боках залежи мрамора залегают сланцы серицит-кварц-хлорит-плагиоклазового состава. Залежь мрамора северо-западного простирания (азимут 330-340°) круто падает на северо-восток под углами 60-80° (в среднем 70°). размер залежи 290×1960 м, мощность 50 м.

Полезная толща месторождения представлена мраморами (91,5 %) и мраморизованными известняками (8,5 %). Мраморы с плотной, полнокристаллической, мелко-среднезернистой структуры, массивной и грубополосчатой текстуры, цвет-белый с

различными оттенками до серого, розовый. Переход от одной разновидности к другой постепенный. Распределение мраморов по окраске неравномерные. Мраморизованные известняки представляют собой плотную полнокристаллическую породу с тонкозернистой структурой и слоистой текстурой, равномерно окрашенную в темно-серый до черного цвета. По декоративным разновидностям мрамора белого цвета с оттенками от светлосерых до голубоватых тонов составляют 63,1 %; мрамора серого и темно-серого цвета 18,5 %; мрамора розового цвета 9,9 %; мраморизованный известняк темно-серого и черного цвета - 8,5 %. Белые и розовые мрамора просвечивают на глубину до 25 мм.

Степень закарстованности мраморов невысокая. Развита как поверхностный, так и внутренний карст. Мощность поверхностного карста колеблется от 1,3 до 4,5 м. Внутренний карст имеет форму обособленных полостей мощностью от 0,5 до 9,3 м. Процент закарстованности по месторождению составляет 9,8 %.

Минеральный состав мраморов: кальцит с очень незначительным содержанием мусковита, кварца, углистого вещества и гидроокислов железа.

Запасы мрамора и мраморизованного известняка на месторождении, утверждённые ГКЗ, 1987 г., млн. м³: категория А 0,649; категория В 0,704; категория С₁ 3,395. Месторождение находится в госрезерве, не эксплуатировалось. На 01.01.2023 г. запасы не изменились [Ашмарин, 2022 ф; Зенков, 1979 ф; Голдобин, 1987 ф)]

Горно-технические условия разработки месторождения благоприятные. Гидрогеологические условия – месторождение полностью обводнено. Мрамор и известняк могут использоваться как облицовочный камень и декоративная мраморная крошка.

Проявление **Воробьёвское** (I-4-32) расположено **а** 2,4 км юго-западнее дер. Воробьи, на левом берегу р. Мал. Шишим.

На проявлении развиты мраморы и мраморизованные известняки билимбаевской толщи. Мраморы и известняки белые, светло-серые полосчатые, брекчированные. Мощность мраморов и известняков 6-30 м. Могут представлять интерес как облицовочный и поделочный материал [Гилёва, 1989 ; Зенков, 1979 ф; Снигирёва, 1960 ф].

Известняк

Крупное месторождение **Староуткинское** (I-2-8) расположено на северо-западной окраине пос. Староуткинск, на левом берегу р. Чусовая.

Приурочено к известняковым образованиям раннего карбона (илимская и бражкинская толщи объединённые).

Полезная толща месторождения представлена 3 карбонатными толщами, различными по химическому составу. Первая и третья толща сложены чистыми

известняками и вторая - чередующимися слоями доломитов, доломитизированными известняками и чистыми известняками. Ввиду резкого преобладания доломитов над другими породами, вторая толща названа доломитовой. Среди первой толщи чистых известняков отмечаются пласты доломитизированного известняка, доломита и кремнистого известняка. Мощность промышленной толщи по подсчетным блокам колеблется от 13 м до 51 м. На месторождении в породах карбонатной толщи развиты поверхностный и внутренний карст. Закарстованность составляет 8 %.

Минеральный состав полезной толщи: кальцит, доломит. Известняк пелитоморфный, мелкозернистый с маркирующим горизонтом органогенно-обломочного микрокристаллического известняка. Доломит мелкозернистый, мозаичный.

Испытаниями установлено: известняк пригоден для получения строительной воздушной комовой кальциевой быстрогасящейся извести 1 сорта; известняк и доломит пригодны для производства известняковой муки, щебня и бутового камня.

В толще известняков и доломитов выделен один блок размером 700-1120×100-500 м, по которому и подсчитаны запасы известняка и доломита. Подсчет запасов произведен до уровня грунтовых вод.

Запасы карбонатных пород, утверждённые ГКЗ (1973 г.):

Известняк, доломит (карбонатное сырьё для извести), млн. т: по категории А+В 4,304; по категории С₁ 3,291.

Известняк (строительный камень), млн. т: по сумме категорий А+В 6,628; по категории С₁ 4,130.

Остаток запасов карбонатных пород на 01.01.2022 г.:

Известняк, доломит (карбонатное сырьё для извести), млн. т: по категории А 2,811; по категории В 1,493; по категории С₁ 3,291.

Известняк (строительный камень), млн. т: по категории А 1,745; по категории В 1,952; по категории С₁ 4,0.

Месторождение находится в благоприятных горно-технических и экономических условиях. Проведенными гидрогеологическими работами установлено, что водоприитоки в карьер за счет поверхностных вод реки Чусовой ожидаются порядка 20-75 тыс. куб. м/сутки.

Месторождение отрабатывалось с 1947 по 1990 г.г. В настоящее время месторождение находится в Госрезерве [Аникеева, 1973ф; Ашмарин, 2022ф; Дмитриев, 1970ф].

Крупное месторождение **Никитинское** (III-3-12) расположено на восточной окраине пос. Никитино, на правом берегу р. Черемша.

На площади месторождения развиты карбонатные породы метелёвской свиты раннего-среднего силура.

Продуктивная тоща месторождения, на основании химических анализов, подразделена на 2 пачки (пласта) – известняковую и доломитовую. Пачки прослежены в пределах всего месторождения, контакт между ними резкий, но без следов перерыва. Обе пачки продуктивной тощи имеют юго-восточное падение, под углом 62-90°. Известняки развиты в западной части месторождения, доломиты - в восточной. Размер пласта известняков: длина 820 м, ширина от 230 до 550 м, мощность от 230 до 550 м. Размер пласта доломита: длина 820 м, ширина 100 - 270 м, мощность от 95 до 256 м.

В зоне окисления карбонатные породы трещиноваты и закарстованы. Мощность трещиноватых пород 2-10 м. Карстовые полости развиты до глубины 50-100 м. Размер полостей 0,1-10 м. Трещины и полости заполнены глиной, песком, дрсвой и щебнем. Часть их не заполнена.

В разрезе известковой пачки резко преобладают известняки. Цвет их серый и светло-серый, редко тёмно-серый, в ряде случаев встречаются полосчатые разности. Литологический состав доломитовой пачки отличается пестротой. Здесь встречаются известняки, доломиты и известковистые доломиты, преобладают доломиты. Минеральный состав карбонатных пород. Известняк, %: кальцит 34-98, доломит 1-64, пелитоморфный материал 1-6, углистое вещество-3; доломит, %: доломит 77-94, кальцит 5-20, пелитоморфный материал 6, углистое вещество не более 3.

Известняки и доломиты применяются для производства известковой и магнезиальной извести, для подкормки животным и как карбонатное стекольное сырьё.

Запасы карбонатных пород, прошедшие экспертизу ГКЗ, 1980 г. составили, млн. т:

- известняк по категории В 13,368; по категории С₁ 13,351;

- доломит по категории В 0,477; по категории С₁ 14,602.

На 01.01.2023 г. в Гобалансе по Никитинскому месторождению числятся запасы:

- известняк по категории В 2,905; по категории С₁ 7,875 млн. т,

- доломит по категории В 0,477; по категории С₁ 12,224 млн. т.

По горно-техническим и инженерно-геологическим условиям месторождение пригодно для открытой разработки. Месторождение эксплуатируется с 1979 г. (Ашмарин, 2022 ф; Дорофеев, 1983 ф; Журавлёв, 1980 ф; Парфёнов, 1983).

Крупное месторождение **Билимбаевское** (III-4-15) расположено на южной окраине пос. Билимбай, в междуречье Битимка и Макаровка.

На месторождении развиты силурийские карбонатные породы метелёвской свиты. В толще известняков выделен один блок размером 1060×500 м мощностью 60 м.

Выделенный блок известняков литологически однороден, тектонически не нарушен. В известняках развита трещиноватость двух систем: по напластованию и вертикальному широтному простиранию.

Поверхностный карст в виде глубоких (на разведанную глубину) и мелких (1-5 м) полостей неправильной формы без ориентировки. Заполнен жирной глиной с галькой кварца, жеодами бурого железняка. Средний процент закарстованности при разведке установлен 5,8 %, особенно развит в юго-западной части месторождения. Выветрелые известняки распространены на глубину до 20 м от поверхности, в юго-западной части до 40 м.

Минеральный состав известняков: кальцит с ничтожной примесью глинистого вещества, мелких зерен кварца и окислов железа.

Горнотехнические условия разработки месторождения простые.

Гидрогеологические условия разработки месторождения сложные. Депрессионное понижение уровня грунтовых вод гидравлически связывает карьер с р. Чусовой. Водоносная зона - система трещин и частично заполненных карстовых полостей. Циркуляция сифонная через нищу карьера ниже уровня реки Чусовой. В пойме - карстовые провалы. Водоприток имеет тенденцию к ежегодному возрастанию. Средний водоприток 1982 г. - 2018 куб. м/час.

Запасы известняков, принятые ГКЗ в 1993 составляли, млн. т: по сумме категорий А+В 30,634; по категории С₁ 20,800.

На 01.01.2023 г. на гобалансе по Билимбаевскому месторождению числятся запасы известняков, тыс. т: по категории А 0,122; по категории В 0,459; по категории С₁ 9,098; забалансовые запасы 17,09.

Билимбаевское месторождение отрабатывалось с перерывами с 1942 по 2014 г.г. на флюсовое сырьё. С 2015 г. Билимбаевское месторождение находится в госрезерве [Ашмарин, 2022 ф; Гертаковский, 1955 ф; Климук 2022 ф; Пятницин, 1992 ф].

Крупное месторождение **Дружининское** (IV-3-6) расположено на восточной окраине пос. Дружинино.

Месторождение сложено известняковыми образованиями раннего карбона (илимская и бражкинская толщи объединённые).

В толще известняков выделено 2 участка – Западный и Восточный. Размер Западного участка 1300×150 м при мощности 20-320 м, размер Восточного участка 800×350-500 м при мощности 250-950 м. Известняки закарстованные и трещиноватые, коэффициент закарстованности по месторождению 7,5 %.

Минеральный состав известняков: кальцит 96 %, остальное органическое вещество, кварц, полевой шпат, рудные минералы.

Известняки белые, серые, темно-серые, черные, тонко- и мелкозернистые. Выделяются чистые известняки в различной степени окремненные, доломитизированные и углеродистые.

Известняки месторождения пригодны в качестве комплексного сырья для производства строительной воздушной кальцевой извести, известняковой муки, щебня как заполнителя для тяжелых бетонов и для получения флюса в сталелитейном производстве.

Горнотехнические условия отработки месторождения благоприятные. Гидрогеологические условия сложные, что связано с высокой фильтрационной способностью слагающих месторождение известняков и наличием к западу (в 50-100 м от контура карьера) и востоку (100-200 м) рек Утки и Селихи с постоянными водотоками, что создает возможность дополнительного обводнения месторождения за счет инфильтрации речных вод.

Запасы известняков, принятые ГКЗ в 1976 г. составляли, млн. т:

- известняк на известь и строительный камень по сумме категорий А+В 4,681; по категории С₁ 10,906; по категории С₂ 12,954;

- известняк на флюс по сумме категорий А+В 10,87; по категории С₁ 26,193.

На 01.01.2023 г. на Гобалансе по Дружининскому месторождению числятся запасы известняков, тыс. т:

- известняк на известь и строительный камень по категории А 1,03; по категории В 2,423; по категории С₁ 7,790; по категории С₂ 9,44;

- известняк на флюс по категории А 2,58; по категории В 5,833; по категории С₁ 19,226.

Месторождение отрабатывается с 1942 г. [Ашмарин, 2022 ф; Гертаковский, 1955 ф; Климук 2022 ф; Пятницин, 1992 ф].

Малое месторождение **Крылосовское** (III-3-4) расположено в 5,9 км западнее пос. Билимбай, в 1,6 км севернее пос. Крылосово, на левом берегу руч. Каменушка.

Месторождение сложено силурийскими известняками метелёвской свиты. Известняк на месторождении добывался как строительный камень и для производства известняковой муки. Балансовые запасы известняка были утверждены ГКЗ в 1956 г. в количестве 0,496 млн. м³. На 01.01.2023 г. запасы Крыласовского месторождения не числятся, списаны как утратившие промышленное значение.

В пределах листа О-40-XXX известно ещё 4 непромышленных месторождения известняка – Коуровское (II-3-23), Большая Талица (III-2-8), Киргишанское (IV-1-1) и Талицкое (IV-2-8). Эти месторождения отрабатывались мелкими карьерами преимущественно на строительный камень, для местных нужд и в настоящее время затоплены, либо превращены в свалки.

Доломит

Крупное месторождение **Чернореченское** (II-3-25) расположено в 7,5 км северо-западнее пос. Билимбай.

Месторождение сложено карбонатными образованиями ранне-среднедевонского возраста (вязовская, койвенская, бийская свиты объединённые).

На месторождении выявлено одно линзовидное тело доломитов северо-восточного простирания, с крутым падением размером 1500×650 м мощностью 130 м. Доломиты содержат прослои известняков, доломитизированных известняков, окремненные участки мощностью 2-20 м. Глубина залегания кровли невыветрелых пород составляет 10 м, некарстующихся пород 30 м. Заполнитель карста песчано-глинистый с обломками пород. Закарстованность карбонатных пород 4,9 %.

Минеральный состав полезной толщи: доломит с примесью кальцита, глинистого вещества, мелких зерен кварца, окислов железа. Окраска доломитов серая, темно-серая, черная, текстуры массивные брекчиевидные, структуры от скрытокристаллических до среднезернистых. Обилие остатков фауны (обломки кораллов).

Запасы доломитов, утверждённые ГКЗ, 2006 г., млн. т: по категории В 12,644; по категории С₁ 11,483; и по категории С₂ 27,158.

На 01.01.2024 г., на Госбалансе числятся запасы доломитов, млн. т: по категории В 5,496; по категории С₁ 4,18; и по категории С₂ 24,395. Месторождение отрабатывается с 2011 г. [Ермакова, 2022 ф; Страшненко, 2002, 2005 ф; Черемичин, 1999 ф].

Крупное месторождение Сухореченское. Месторождение расположено на северной окраине пос. Вересовка. На месторождении выделено 2 участка: Карьерный и Коноваловский.

Сухореченское, Карьерный участок (III-4-9) расположено у восточной окраины пос. Вересовка, на правом склоне р. Чусовая.

В строении месторождения участвуют карбонатные породы нижнего-среднего девона: доломиты, известковые доломиты, доломитовые и доломитизированные известняки с прослоями слюдисто-кварц-карбонатных сланцев.

Залежь доломитов протягивается в виде полосы северо-восточного простирания шириной от 80 м на юго-западе до 300 м на северо-востоке. Длина промышленной её части

составляет 870 м, мощность от 50 до 150 м (в среднем 100 м). Породы падают на юго-восток с пологими, почти горизонтальными углами, на северо-западном фланге и более крутыми (35-55°) – на юго-восточном.

На 01.01.1978 г. запасы Карьерного участка составляли по сумме категорий В+С₁ 8,235 млн. т, кроме того в охранном целике по сумме катег[Гилёва, 1989].

Крупное месторождение **Сухореченское, Кановаловский участок** (Ш-3-6) расположено в 1,4 км северо-западнее пос. Вересовка.

Месторождение приурочено к карбонатным образованиям раннего-среднего девонп. Полезная толща Коноваловского участка представлена двумя залежами доломита: залежь 1 разрабатывается с 1981 г., в настоящее время полностью вскрыта существующим карьером. Размер залежей около 800×140 м мощностью до 30 м. Доломиты содержат прослой известняков и известняков окремненных мощностью от 2 до 25 м. Поверхностный карст вскрыт на восточном флангеместорождения, представлен песчано-глинистым материалом со щебнем и обломками карбонатных пород. Глубинный карст развит слабо, имеет форму каналов и гнезд, частично заполнен глинистым материалом. Закарстованность карбонатных пород 2,4 %.

Минеральный состав полезной толщи: доломит с примесью кальцита, глинистого вещества, мелких зерен кварца, окислов железа. Цвет доломитов темно-серый, текстура массивная, брекчиевидная, структура скрытокристаллическая, среднезернистая.

Доломиты пригодны для металлургического порошка и как стройматериалы на щебень.

Запасы доломита, утверждённые ГКЗ, 2014 г. следующие:

- доломит (огнеупорные материалы), млн. т: по категории С₁ 6,198; по категории С₂ 5,01; забалансовые запасы 1,645.

- доломит (строительные материалы), млн. м³: по категории С₁ 0,174; по категории С₂ 2,113.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе числятся запасы доломита по Кановаловскому участку Сухореченского месторождения:

- доломит (огнеупорные материалы), млн. т: по категории С₁ 5,459; по категории С₂ 5,01; забалансовые запасы 1,645.

- доломит (строительные материалы), млн. м³: по категории С₁ 0,174; по категории С₂ 2,113.

Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения благоприятные. Месторождение эксплуатируется [Ашмарин, 2022 ф; Ермакова, 2022 ф; Лыкова, 1974 ф; Парфёнов, 1983 ф].

Крупное месторождение **Бойцовское** (III-3-9) расположено в 0,5 км юго-западнее железнодорожной станции Бойцы.

На месторождении развиты доломитизированные известняки и доломиты билимбаевской толщи. Месторождение сложено в основном доломитами (69 %), доломитизированными известняками (22,6 %) и редкими прослоями песчаников (0,8 %).

В толще пород билимбаевской толщи выделен один блок доломитов и доломитизированных известняков размером 390-640×210-310 м мощностью 20-75 (среднее 66) м. Минеральный состав полезного ископаемого: доломит 69 %, кальцит 30 %, кварц и полевой шпат 1 %.

По технологическим свойствам доломиты и доломитизированные известняки месторождения могут применяться как металлургический доломит, для производства доломитовой муки, для производства строительного бута и щебня.

По Бойцовскому месторождению доломитов ГКЗ, 2009 г. утверждены запасы:

- доломит (для металлургии), тыс. т: по сумме категорий А+В 2,391; по категории С₁ 6,963;

- доломит (строительные материалы), млн. м³: по категории В 0,573; по категории С₁ 1,223.

На 01.01.2023 г. в Госбалансе по Бойцовскому месторождению числятся запасы доломита:

- доломит (для металлургии), тыс. т: по категории А 0,096; по категории В 1,993; по категории С₁ 6,074;

- доломит (строительные материалы), млн. м³: по категории В 0,573; по категории С₁ 1,157.

Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения благоприятные. Месторождение эксплуатируется [Ашмарин, 2022 ф; Ермакова, 2022 ф; Комаров, 1980 ф].

Глинистые породы

Глины и суглинки кирпичные и черепичные

На Ревдинской площади известно 8 месторождений кирпичных глин - 2 крупных, 1 среднее и 5 малых (2 из них не числятся на Госбалансе). Месторождения кирпичных глин связаны преимущественно с делювиальными четвертичными глинами, реже с мезозойской корой выветривания.

Крупное месторождение **Ледянка** (IV-4-10) расположено в 0,7 км западнее дер. Ледянка.

Месторождение приурочено к образованиям мезозойской коры выветривания по метаморфическим сланцам выйской свиты. Полезная толща представлена одной пластообразной залежью изометричной формы, невыдержанной по строению, мощности и качеству. Длина залежи – 1500 м при ширине 500-1150 м. Выклинивание происходит в северо-западном и северо-восточном направлениях. Залежь сложена элювиальными глинами буровато-желтого, желтого цвета. Мощность полезной толщи 2,0-14,6 м (в среднем – 8,6 м). Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем и делювиальными глинами в виде отдельных линз, с крупнозернистыми включениями. Мощность вскрышных пород 0,1-3,7 м (средняя – 0,5 м). Подстилают полезную толщу слабовыветрелые сланцы и глинисто-щебнистые коры выветривания.

Запасы кирпичных глин, утверждённые ТКЗ ОПИ, 1997 г., млн. м³ составляли: по категории В 1,464; по категории С₁ 2,128; по категории С₂ 5,464.

На 01.01.2023 г., в ТБЗ ОПИ Свердловской области по месторождению Ледянка числятся запасы кирпичных глин, млн. м³: по категории В 1,464; по категории С₁ 2,128; по категории С₂ 3,343.

Месторождение отрабатывается с 2005 г. Горнотехнические условия отработки месторождения простые. Месторождение обводнено, грунтовые воды находятся на глубине 0-9,7 м

По результатам технологических испытаний глины месторождения пригодны для производства кирпича марок 100-200.

Крупное месторождение **Ревдинское** (IV-4-11) расположено на южной окраине г. Ревда. Состояло из 2-х участков: Северного (отработан, 2 % балансовых запасов) и Южного (98 % балансовых запасов). Южный участок расположен в 100-200 м западнее р. Каменушка.

Полезная толща представлена пластообразной залежью, вытянутой в субмеридиональном направлении на 2 км при ширине от 400 до 1100 м. Залежь сложена делювиальными глинами четвертичного возраста и элювиальными глинами мезозойской коры выветривания габброидных пород. Пласт четвертичных глин имеет размеры 2000×1200 м, мощность его в среднем 6,3 (до 17,5) м. Доля балансовых запасов четвертичных глин, на месторождении около 60 %. Элювиальные глины образуют тело размером 3500×2200 м, мощность его в среднем 6,5 (до 19,0) м. Доля балансовых запасов элювиальных глин, на месторождении около 40 %. Пластообразное тело четвертичных глин выдержано по залеганию и мощности; линзообразное элювиальных глин – не выдержано по залеганию и мощности, выклинивается в центральной части месторождения. Делювиальные глины желто-бурого, бурого до темно-бурого цветов

плотные вязкие пластичные жирные, участками отмечаются включения мелкого щебня, мощность изменяется от 0,0 до 15,0 м, средняя 6,9 м. Делювиальные глины на большей части участка перекрывают элювиальные глины. Элювиальные глины светло-бурого, желтовато-бурого цветов плотные тощие часто с реликтовой структурой габбро. В восточной части участка элювиальные глины отсутствуют. Общая мощность полезной толщи изменяется от 2,4 до 20,0 м, средняя 10,5 м. Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем мощностью 0,2 м. Подстилают полезную толщу породы глинисто-щебнистой и щебнистой коры выветривания.

Глины пригодны для изготовления керамического рядового пустотелого кирпича марки 125-250.

Запасы кирпичных глин по Ревдинскому месторождению, утверждённые ТКЗ ОПИ (1992 г.), млн. м³: по сумме категорий А+В 6,19; по категории С₁ 9,873.

На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по Ревдинскому месторождению числятся запасы кирпичных глин, млн. м³: по категории А 0,767; по категории В 0,843 и по категории С₁ 4,82; в том числе, общие запасы четвертичных глин составляют 5,304 млн. м³, общие запасы элювиальных глин – 1,126 млн. м³ [Ашмарин, 2022 ф; Куприянова, 1983 ф]. Месторождение эксплуатируется.

Среднее месторождение **Атигское 2** (IV-2-25) расположено на южной окраине пос. Атиг.

Полезная толща представлена одним пластообразным телом четвертичных делювиальных глин, выдержанным по строению и мощности залегания, размером 700 × 600 м, мощностью от 2 до 8 (среднее 5,7) м. Глины темно-коричневого, коричневого, буровато-коричневого, реже желтовато-коричневого цвета, слабозапесоченные. Подстилающие породы – глины с прослоями песка, гальки кварца и обломками известняков. Глины относятся к группе сырья со средним содержанием крупнозернистых включений, низко-среднедисперсные, среднепластичные, полукислые, с высоким содержанием красящих окислов.

Запасы кирпичных глин по месторождению Атигское 2, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (1999 г.), млн. м³: по категории А 0,366; по категории В 0,58; по категории С₁ 1,634. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по месторождению Атигское 2 запасы не изменились.

Глины месторождения Атигское 2 могут использоваться для производства керамического кирпича марок 100-150. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения простые. [Ашмарин, 2022 ф; Букина, 1951 ф; Демьянов, 2005 ф; Репина, 1999 ф]. Месторождение находится в госрезерве.

Среднее месторождение **Бисертское** (III-1-3) расположено в 2 км северо-западнее пос. Бисерть.

Приурочено к делювиальным отложениям четвертичного возраста и представляет собой горизонтальную пластообразную залежь. Полезная толща сложена буровато-коричневыми и бурыми глинами размером 390×1200 м, мощностью 3,1-14,8 м (средняя – 7,8 м). Глины месторождения малозапесоченные, низко-среднедисперсные, умеренно- и среднепластичные, полукислые, с высоким содержанием красящих окислов. Подстилающие породы – элювиально-делювиальные желто-коричневые глины.

Запасы кирпичных глин по Бисертскому месторождению, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (2012 г.), млн. м³: по сумме категорий А+ В 1,582; по категории С₁ 2,477. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по месторождению числятся запасы кирпичных глин, млн. м³: по категории А 0,534; по категории В 1,048; по категории С₁ 2,289.

Месторождение эксплуатируется с 2013 г. [Ашмарин, 2022 ф; Демьянов, 2005 ф; Порошина, 1993 ф; Семерун, 2012 ф].

Среднее месторождение **Взволоское** (IV-2-23) расположено в 1,5 км восточнее пос. Ниж. Серги.

Месторождение приурочено к делювиальным образованиям четвертичного возраста. Полезная толща представляет собой линзообразную залежь, сложена глинами с маломощными линзами гравия, включениями гальки кварца и щебня известняков. Размер залежи 750 × 320 м, мощность от 1,5 до 5,8 (среднее 3,4) м. Подстилающие породы представлены известняками. Месторождение не обводнено. Горнотехнические условия разработки благоприятные.

Запасы кирпичных глин по месторождению Взволоское, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (1970 г.), млн. м³: по категории В 0,342; по категории С₁ 0,346. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по месторождению Взволоское запасы не изменились. Месторождение числится в госрезерве. [Алещенкова, 1970 ф; Ашмарин, 2022 ф; Демьянов, 2005 ф].

Малое месторождение **Атигское** (IV-2-24) расположено в 1 км западнее пос. Атиг. Железной дорогой разделено на два участка: Центральный и Южный. В северной части месторождения расположен старый карьер.

Приурочено к делювиальным образованиям четвертичного возраста и представляет собой пластообразную залежь сложной конфигурации размером 900×250-600 м. Полезная толща сложена глинами темно-бурыми и бурыми с включениями обломков

песчаников и глинистых сланцев. Мощность полезной толщи от 0,8 до 9,0 (среднее 5) м. Подстилающие породы представлены известняками.

Глины пригодны для изготовления керамического рядового пустотелого кирпича марки 75.

Запасы кирпичных Атигского месторождения, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (1969 г.), млн. м³, млн. м³: по сумме категорий А+В 0,215, по категории С₁ 0,719.

Месторождение разрабатывалось Нижнесергинским ЗСМ ПО «Свердловскстройматериалы». В настоящее время не разрабатывается, числится в госрезерве. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по месторождению Атигское, млн. м³: В 0,044; С₁ 0,425 [Ашмарин, 2022 ф; Демьянов, 2005 ф; Дмитриев, 1969 ф; Зубрицкая, 1954 ф].

Малое месторождение **Коуровское** (II-3-31) расположено в пос. Коуровка.

Месторождение приурочено к делювиальным суглинкам и глинам четвертичного возраста, мощностью 3-3,2 м. Глины пригодны для изготовления керамического рядового пустотелого кирпича марки 75 и 100. Месторождение разведано в 1954 г., запасы кирпичных глин по сумме категорий В и С₁ составили 0,193 млн. м³ (Рассохин, 1955 ф).

В ТБЗ ОПИ запасы Коуровского месторождения не числятся, по-видимому списаны из-за малых запасов и жилищной застройки площади месторождения.

Малое месторождение **Слобода** (II-3-29) расположено на левом берегу р. Чусовая, в 500 м юго-западнее пос. Слобода. Делювиальные глины и суглинки четвертичного возраста образуют покровы на карбонатных образованиях карбона мощностью до 8-10 м. Глины пригодны для изготовления кирпича марки 100 и 75. Запасы по сумме категорий В+С₁ составляли 193 тыс. т (Гилёва, 1989 ф). Отработано. В ТБЗ ОПИ Свердловской области не числится.

Глины и суглинки керамзитовые

В пределах листа О-40-XXX известно 2 месторождения керамзитовых глин, одно крупное и одно среднее.

Крупное месторождение **Верхнетагильское** (I-4-44) расположено в 1,3 км северо-западнее пос. Половинка.

Месторождение состоит из двух участков – Половинка (южная часть) и Половинска (северная часть). Приурочено к делювиальным суглинкам четвертичного возраста. На месторождении выделен 1 пласт размером 1370×720 м, мощностью 2,1-13 (среднее 7,5) м. Строение полезной толщи простое, залегание горизонтальное.

Минеральный состав глин: гидрослюда 45-65 %, полевошпат 10-25 %, кварц 15-20 %, слюда 2-2,1%, магнетит 1-2,5 %.

Запасы керамзитовых глин Верхнетагильского месторождения, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (1984 г.), млн. м³: по сумме категорий А+В 3,102; по категории С₁ 5,189; по категории С₂ 0,34.

Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения простые.

Месторождение эксплуатируется с 1966 г. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по Верхнетагильскому месторождению числятся запасы керамзитовых глин, млн. м³: по категории А 0,092; по категории В 1,429; по категории С₁ 4,907 и по категории С₂ 0,34 [Андреев В.А., 1957 ф; Ашмарин, 2022 ф; Коровина, 1984 ф].

Среднее месторождение **Сажинское** (III-4-40) расположено в 1,5 км южнее г. Первоуральск, на левом берегу р. Чусовая.

Месторождение состоит из 2-х участков – Западного и Восточного, разделённых автодорогой Первоуральск – Ревда. На каждом участке выделено по одной залежи четвертичных делювиальных глин. Размер Западной залежи 1030×300 м, Восточной 900×35 м.

Глины низко и среднedisперсные, умеренно и среднепластичные. Отмечается несколько повышенное значение содержания фракций +5 и 1-5 мм, необходима проработка сырья на вальцах грубого и тонкого помола.

Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения простые.

Запасы керамзитовых глин Сажинского месторождения, утверждённые ТКЗ ОПИ Свердловской области (1991 г.), млн. м³: по категории А 0,346; по категории В 0,469; по категории С₁ 3,019.

Месторождение с перерывами эксплуатируется с 1972 г. На 01.01.2023 г. в ТБЗ ОПИ Свердловской области по Сажинскому месторождению числятся запасы керамзитовых глин, млн. м³: по категории А 0,346; по категории В 0,469; по категории С₁ 1,773 [Ашмарин, 2022 ф; Репина, 1991 ф; Тонкушина, 1971 ф].

Обломочные породы

Щебень

Среднее техногенное месторождение **Отвал отходов обогащения ДОФ ОАО «Первоуральское рудоуправление»** (III-4-42) расположено на юго-восточной окраине г. Первоуральск.

Отвал отходов обогащения находится на юго-западном борту действующего карьера Первоуральского месторождения титаномагнетитовых руд. Отвал сформирован путем отсыпки отходов обогащения из железнодорожных думпкаров под откос

уступами высотой 6 -7 м. Общая площадь отвала - 55 га. Размеры залицензированного отвала 350 × 280 м, средняя мощность 31 м.

Полезная толща сложена однородным пылевато-песчано-щебнистым насыпным материалом. Состав песка и щебня – габбро и горблендит. Средний выход товарного щебня фракции 3-10 мм - 34,7 %

Запасы щебня, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ ОПИ Свердловской области, 2012 г. по категории С₂ составили 2,482 млн. м³. Месторождение эксплуатировалось. В ТБЗ ОПИ Свердловской области на 01.01.2023 г. по месторождению числятся запасы щебня по категории С₂ в количестве 2,014 млн. м³ [Ашмарин, 2022 ф; Фадеичев, 2012 ф]. Месторождение находится в нераспределённом фонде недр.

Песок строительный

На площади листа О-40-XXX известно 5 малых месторождений строительного песка. Месторождения отработаны, сняты с Госбаланса, как непромышленные. Все месторождения приурочены к пойменным образованиям р. Чусовая.

Малое месторождение **Нижнее Село** (II-3-26) расположено на северо-восточной окраине пос. Ниж. Село, на левом и правом берегах р. Чусовая. Мощность пласта песка 2,4-2,6 м. Глубина вскрыши 2,6-4,1 м. Разведанные запасы 0,3 млн. м³. Месторождение отработано, в ТБЗ ОПИ Свердловской области не числятся (Гилёва, 1989 ф, Печёнкин, 1961 ф).

Малое месторождение **Каменское** (II-3-27) расположено в северной части д. Каменка, в устье р. Каменка, левого притока р. Чусовая. Песчанистые отложения залегают под слоем суглинков и супеси мощностью 2 м. Качество песков низкое. На участке, расположенном на правом берегу р. Чусовая, (напротив д. Каменка) песчаные отложения лучшего качества. Разведанные запасы по категории С₁ составляли 0,04 млн. м³. Содержание глинистого вещества достигает 1,05 %. Месторождение отработано, в ТБЗ ОПИ Свердловской области не числятся [Гилёва, 1989 , Печёнкин, 1961 ф].

Непромышленное месторождение **Слободское** (II-3-28) расположено на правом берегу р. Чусовая, на западной окраине села Слобода. Представлено крупнозернистыми песками (иногда гравийными). Пески кварцевые с незначительной примесью полевого шпата. Мощность песчаных образований 1,4 м. Запасы 0,14 млн. м³. Эпизодически разрабатывалось [Гилёва, 1989 , Печёнкин, 1961 ф].

Непромышленное месторождение **Коуровское** (II-3-30) расположено в пос. Коуровска, на левом берегу р. Чусовая. Представлено крупнозернистыми песками (иногда гравийными). Пески кварцевые с незначительной примесью полевого шпата. Площадь

распространения песков составляет 5000-6000 м². Мощность отложений 1,6-2 м. Запасы 0,01 млн. м³. Эпизодически разрабатывалось [Гилёва, 1989, Печёнкин, 1961 ф].

Малое месторождение **Билимбаевское** (III-4-39) расположено на юго-восточной окраине пос. Билимбай, на правом берегу р. Чусовая. Представлено балластными песками, расположенными в пойменных отложениях правого берега р. Чусовая. Пески кварцевые гравийной размерности. Мощность полезного пласта 1,0-3,4 м. Разведанные запасы по категории С₁ - 0,95 млн. м³. Разрабатывалось эпизодически для текущего и капитального ремонта железнодорожного полотна. В ТБЗ ОПИ Свердловской области Билимбаевское месторождение строительных песков не числятся [Гилёва, 1989, Печёнкин, 1961 ф].

Прочие ископаемые

Кварцит

На Ревдинской площади известно крупное месторождение кварцитов **Гора Караульная** (III-4-32). Месторождение расположено на юго-западной окраине пос. Динас.

Приурочено к отложениям хомасьинской свиты, представленным чередованием углеродисто-серицит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых сланцев с прослоями мономиктовых и углеродистых кварцитов.

Кварциты горы Караульной представляю собой мономинеральную тонкозернистую породу преимущественно серого цвета со слабо проявленной сланцеватостью. Окраска их зависит от тонко распылённого углеродистого вещества и меняется от светло- до тёмно-серой. Редко встречаются жёлтые, розовые и бурые разности.

Минеральный состав кварцитов: гранобластовый агрегат кварца (98-99 %), акцессории – апатит, мусковит, циркон, турмалин, рутил, сфен, пирит и гематит (1-2 %).

Кварциты образуют тело, залегающее согласно с вмещающими породами. Оно имеет северо-восточное (25-30°) простирание и падение на юго-восток под углами 42-82°. Отмечается, что западный контакт тела более пологий, чем восточный. В северной и южной части залежи наблюдаются линзовидные раздувы длиной около 1000 м каждый при ширине в центральной части в 200-220 м. К северу и югу раздувы сужаются до 40-70 м. Общая протяжённость разведанной части кварцитов составляет 3200 м.

В зависимости от химического состава кварцитов, в частности от содержания SiO₂, Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃ и требования промышленности к этому виду минерального сырья выделено 4 сорта кварцитов: для производства динаса, для производства ферросплавов, в качестве флюсов и для производства кристаллического кремния.

Кварциты высококачественные, их средний химический состав, %: SiO₂ 97,7; Al₂O₃ 0,94; CaO 0,12; Fe₂O₃ 0,73.

На месторождении разведано 2 участка - Северный и Южный.

Общие запасы кварцитов месторождения «Гора Караульная», прошедшие госэкспертизу в ГКЗ составили, млн. т: по категории В 21,919; по категории С₁ 37,482. На 01.01.2024 г. на Госбалансе числятся запасы кварцита, млн. т: по категории В 5,941; по категории С₁ 20,208. [Елмашева, 1999 ф; Жилина, 2022 ф; Николайчук, 1973 ф].

В настоящее время месторождение разрабатывается, горнотехнические и гидрогеологические условия разработки месторождения благоприятные.

Подземные воды и лечебные грязи

Питьевые воды

На КЗПИ листа О-40-XXX вынесено 9 месторождений подземных питьевых вод. Все месторождения малые, запасы их не превышают 16,6 тыс. м³/сут.

Малое месторождение **Атигское** (IV-2-18) расположено в пределах правобережной части долины рек Белый и Большой Атиг к северу от п. Атиг.

Атигское месторождение подземных вод приурочено к водоносной зоне рифейско-нижнедевонских карбонатных пород, представленной карбонатными отложениями силурийско-девонского возраста: известняки, доломиты, доломитизированные, мраморизованные, битуминозные известняки. Водоносная зона представляет собой трещинно-карстовый водоносный горизонт, приуроченный к верхней трещиноватой и закарстованной зоне карбонатных пород, имеющей распространение до глубины 80-90 м. Подземные воды обладают свободным уровнем, но на отдельных пониженных участках рельефа с довольно мощной толщей покровных слабопроницаемых осадков, имеют субнапорный характер (часть скважин самоизливается). Результаты опытных работ указывают на неравномерную по площади, но значительную водообильность пород Атигского участка: удельные дебиты поисковых скважин изменялись от 1,3 до 9,34 дм³/с*м.

С поверхности палеозойский комплекс пород практически повсеместно перекрыт рыхлыми осадками четвертичного возраста, представленными аллювиальными, делювиальными и элювиально-делювиальными образованиями.

Коэффициент водопроводимости продуктивного трещинного коллектора, полученный по результатам пробных откачек скважин в пределах Атигского участка, изменялся от 330 до 5606 м²/сут. при среднем значении 1823 м²/сут.

По химическому составу подземные воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, реже сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, весьма пресные и пресные (с минерализацией по сухому остатку от 0,2 до 0,7 г/дм³), нейтральные, холодные, умеренно жесткие

и жесткие. Подземные воды Атигского месторождения подземных вод по всем показателям соответствуют действующим санитарно-гигиеническим нормам.

Запасы составляют 10,5 тыс. м³/сут, в том числе по категориям: С₁ – 9,14 тыс. м³/сут, С₂ – 1,37 тыс. м³/сут. [Вострокнутов, 2012 ф; Письменская, 1964 ф; Федотова, 2022 ф]. Месторождение находится в нераспределённом фонде недр.

Малое месторождение **Билимбаевское** (III-4-10). Условный центр месторождения расположен на северной окраине пос. Доломитовый, на правом берегу р. Макаровки в 120 м от ее русла. Билимбаевское МПВ расположено на левобережном склоне бассейна р. Чусовая в пределах полосы карбонатных пород силурийского возраста. Вмещающие породы характеризуются различной степенью трещиноватости и закарстованности, что обуславливает резко выраженную изменчивость фильтрационных свойств в плане и разрезе: дебиты скважин колеблются от практически безводных до 20-30 дм³/с и более.

Подземные воды месторождения характеризуются гидрокарбонатно-кальциевым составом с сухим остатком 402-512 мг/дм³. Содержание шестивалентного хрома менее 0,005 г/дм³, что на порядок меньше ПДК. Качество подземных вод соответствует требованиям питьевых нормативов СанПиН.

Запасы подземных вод Билимбаевского месторождения утверждены ТКЗ по категории С₂ в количестве 16,6 тыс. м³/сут. для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Первоуральска на 25-летний срок эксплуатации. Госрезерв [Вострокнутов, 2012 ф; Тагильцев, 2003 ф; Федотова, 2022 ф].

Малое месторождение **Крылосовское** (III-3-10) расположено на юго-восточной окраине пос. Крылосово, в приустьевой части р. Черемша, левого притока р. Чусовая. Приурочено к полосе развития трещиноватых и закарстованных известняков силурийского возраста. Имеет двухслойное строение геофильтрационного поля. Продуктивный трещиноватый карбонатный коллектор перекрыт с поверхности рыхлой, преимущественно глинистой толщей мощностью 6 м. Вскрытая мощность трещиновато-карстовой зоны на месторождении составляет 80 м.

Глубина залегания уровня подземных вод в естественных условиях 3,6 м. Поверхность грунтового потока подземных вод в сглаженном виде повторяет рельеф дневной поверхности. Направление потока подземных вод в естественных условиях западное, юго-западное к руслу р. Черемша и далее к руслу р. Чусовая. Водообильность трещиноватых водовмещающих известняков высокая.

Качество подземных вод соответствует требованиям питьевых нормативов СанПиН. В том числе по шестивалентному хрому, воды гидрокарбонатно-кальциевые, с сухим остатком 38-300 мг/дм³, умерено-жёсткие.

Запасы подземных вод, по категории С₁, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ составили 0,4 тыс. м³/сут.

Месторождение эксплуатируется двумя водозаборными скважинами для хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Крылосово [Федотова, 2022ф; Филюшкина, 2007ф].

Малое месторождение **Заводское** (III-4-25) расположено на северо-восточной окраине пос. Динас, на левобережье р. Шайтанка, притока р. Чусовая. Гидрогеологические условия месторождения определяются приуроченностью его к сланцевым образованиям саранхапнёрской свиты. В верхней части разреза залегают глинисто-дресвяно-щебнистые делювиальные и элювиальные образования мощностью от 3-5 до 15-20 м. Продуктивным элементом гидрогеологического разреза является водоносная зона трещиноватости метаморфических пород мощностью до 50-60 м с локально развитыми зонами повышенной трещиноватости, приуроченные к тектоническим нарушениям, создающих благоприятные условия для локализации в них подземных вод. Водовмещающие породы характеризуются высокой фильтрационной неоднородностью, о чём свидетельствуют удельные дебиты скважин водозабора от 0,12 до 1,2 дм³/с*м. Уровень подземных вод в естественных условиях залегает на глубине 0,6-1,0 м. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих в пределах водосбора. Разгрузка происходит в местную речную сеть.

Подземные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом, с величиной сухого остатка 120-190 мг/дм³ и низкой жёсткостью до 2,9 ммоль/дм³. Качество подземных вод соответствует нормам СанПиН «Вода питьевая».

В качестве эксплуатационных запасов, по категории А (освоенные) Заводского месторождения принята величина достигнутого суммарного водоотбора из трёх скважин в количестве 0,7 тыс. м³/сут. Месторождение эксплуатируется тремя водозаборными скважинами [Демаков, 2002 ф; Федотова, 2022 ф].

Малое месторождение **Каменушинское** (IV-4-4) расположено на юго-восточной окраине г. Ревда, на левобережье р. Каменушка, левого притока р. Чусовая.

Месторождение характеризуется развитием безнапорного водоносного горизонта в зоне трещиноватости основных магматических пород, с относительно повышенной водообильностью в зонах тектонических нарушений. Продуктивный водный горизонт перекрывается делювиальными и элювиальными образованиями мощностью от 3 до 20 м.

Статический уровень подземных вод колеблется от 14 м на приводораздельных пространствах до 0 вблизи русла реки. Дебиты эксплуатационно-разведочных скважин колеблются в пределах 1,3-10 м³/с при понижениях уровня подземных вод в 9,7-12 м.

Подземные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом, с минерализацией 0,2-0,3 г/дм³, с общей жёсткостью 3-4 моль/дм³.

Месторождение условно подразделяется на 2 участка – Центральный и Северный. Запасы подземных вод подсчитаны по категории В и составили, для Центрального участка 0,46 тыс. м³/сут, для Северного участка 0,92 тыс. м³/сут. Суммарные запасы Каменушинского месторождения подземных вод составляют 1,38 тыс. м³/сут.

Месторождение эксплуатируется несколькими скважинами для хозяйственно-питьевого снабжения Кирпичного завода и его посёлка (Вострокнутов, 2012 ф; Федотова, 2022 ф).

Малое месторождение **Починковское** (П-4-35) расположено на южной окраине пос. Починок, на левобережье р. Починк, левого притока р. Восточный Шишим.

Месторождение включает в себя три водозаборные скважины (одна резервная), вскрывшие разобщённые зоны локализации подземного стока в зоне трещиноватости андезибазальтов, туфопесчаников и зелёных сланцев рассланцованных павдинской свиты.

С поверхности водовмещающая толща перекрыта чехлом элювиально-делювиальных образований мощностью 1-3 м. Питание подземных вод происходит площадной инфильтрацией атмосферных осадков. Разгрузка подземных вод происходит в аллювиальный водоносный горизонт, имеющий прямую связь с рекой.

Уровень подземных вод в сглаженном виде повторяет рельеф поверхности и залегает на глубине 2-10 м. Дебиты скважин, пройденные в пределах водоносной зоны палеозойских пород изменяются от 0,5 до 10 дм³/с при понижениях 9-30 м.

По химическому составу, подземные воды Починковского водозборного участка относятся к гидрокарбонатным кальциевым с минерализацией до 0,3 г/дм³. В целом, вода из скважин удовлетворяет требованиям, предъявляемым к источникам централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Запасы подземных вод, по категории В, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ составили 1 тыс. м³/сут.

Подземные воды Починковского МПВ используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Починок [Максимов, 2005 ф; Федотова, 2022 ф].

Малое месторождение **Шайтанское** (III-4-13) расположено на северной окраине г. Первоуральск, на правом берегу р. Мал. Шайтанка.

В геологическом отношении участок месторождения расположен на площади распространения аповулканогенных сланцев выйской свиты, перекрытых глинистыми и щебнисто-глинистыми корами выветривания и четвертичными делювиальными щебнисто-глинистыми образованиями. Мощность коры выветривания 5-7 м, мощность четвертичных образований 2-4 м.

В гидрогеологическом отношении Шайтанский водосборный участок представляет собой бассейн грунтовых вод местного стока, который формируется исключительно за счёт инфильтрации атмосферных осадков в пределах водосбора р. Мал. Шайтанка. Продуктивным элементом гидрогеологического разреза является водоносная зона трещиноватости в сланцах мощностью 50-60 м.

Проницаемость водовмещающей среды в плане крайне неравномерная. Удельные дебиты скважин Шайтанского водозабора изменяются от 0,09 до 0,6 дм³/с. Уровень подземных вод в естественных условиях залегает на глубине 1,5-23 м.

По химическому составу подземные воды Шайтанского месторождения относятся к гидрокарбонатным кальциевым с величиной сухого остатка на уровне 0,21 г/дм³.

Запасы подземных вод, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ составили, тыс. м³/сут.: по категории А 1,05; по категории С₁ 0,35.

Подземные воды Шайтанского МПВ используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения Первоуральской птицефабрики [Кузьминых, 2002ф; Федотова, 2022ф].

Малое месторождение **Цибихинское** (IV-3-18) расположено в долине р. Цибиха в 1,1 км северо-западнее пос. Верх. Серги.

Продуктивный водоносный горизонт развит в зоне трещиноватости и закарстованности карбонатных пород язьвинской свиты и кремнистых сланцев маяткульской свиты с высокой изменчивостью фильтрационных свойств. Месторождение состоит из двух водозаборов – Западного и Восточного.

По химическому составу подземные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциевым составом с сухим остатком от 0,1 до 0,3 г/дм³. Все показатели качества находятся в пределах норм СНИП.

Запасы подземных вод, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ составили по категории А 2,7 тыс. м³/сут.

Месторождение эксплуатируется для хозяйственно-питьевого водоснабжения пос. Верх. Серги на находящегося в нём завода «Уралбурмаш» [Вишняк, 2001 ф; Федотова, 2022 ф].

Малое месторождение **Козырихинское** (IV-4-6) расположено на восточном берегу Ревдинского пруда.

В геологическом отношении участок месторождения расположен на площади распространения аповулканогенных сланцев выйской свиты, перекрытых корами выветривания и четвертичными делювиальными щебнисто-глинистыми образованиями. мощностью до 5 м.

Участок месторождения принадлежит к открытому бассейну трещинно-грунтовых подземных вод с узколокальными водоносными зонами, дренируемыми местной речной сетью. Зона активной трещиноватости развита на глубину порядка 60 м. Основное питание подземных вод происходит за счёт инфильтрации атмосферных осадков на площади водосборного бассейна.

В целом на участке водообильность незначительная. Фоновые дебиты скважин составляют около 0,1 дм³/с. Однако, на участках развития тектонических нарушений и литологических контактов производительность скважин резко возрастает, достигая значения 3,0 дм³/с.

Химический состав подземных вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый с минерализацией до 100-300 мг/дм³.

Запасы подземных вод, прошедшие госэкспертизу в ТКЗ составили по категории В 0,105 тыс. м³/сут. [Елохина, 2006 ф; Федотова, 2022 ф].

Месторождение эксплуатируется одной скважиной для хозяйственно-питьевого водоснабжения гостиницы и спортивно-оздоровительного комплекса «Ракета» ОАО «СУМЗ».

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Нефтегазогеологическое районирование и критерии размещения углеводородного сырья

Площадь листа О-40-XXX расположена в пределах восточной окраины Волго-Уральской НГП, входит в состав Предуральского краевого прогиба и Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. В результате поисков, разведки и отработки месторождений углеводородного сырья в данной провинции установлены основные закономерности формирования и размещения месторождений нефти и газа.

Согласно биогенной концепции происхождения углеводородов процессы нефтегазоаккумуляции и его масштабы определяются наличием в осадочных чехлах платформ разновозрастных и находящихся на различных гипсометрических уровнях нефтегазогенерирующих толщ, чередованием в разрезах седиментационных бассейнов пород-коллекторов и пород-флюидопоров (покрышек), количеством и объемом ловушек.

В пределах восточной периферии Волго-Уральской нефтегазоносной провинции выделяют 9 нефтегазоносных комплексов, в возрастном диапазоне от рифея до ранней перми. Большинство из них присутствуют на площади листа, что позволяет прогнозировать месторождения углеводородов.

Основным фактором, определяющим закономерности размещения скоплений углеводородов, является структурно-фациальный. Большая часть месторождений жидких и газообразных углеводородов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции связана с доманикитами позднедевонско-раннекаменноугольного возраста.

В результате проведенных современных сейсмических исследований в пределах европейской части Свердловской области, по системе субширотных профилей и бурения Аракаевской параметрической скважины, получены новые данные о геологическом строении зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральского подвижного пояса, позволяющее пересмотреть перспективы нефтегазоносности восточной окраины Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

Особенности геологического строения района определяются следующими факторами [Проворов, 2000 ф; Соколова, 2008 ф]:

- параллельно-слоистые терригенно-карбонатные толщи девона и карбона прослеживаются с ВЕП далеко на восток и моноклинально погружаются в восточном направлении под складчатые структуры Западно-Уральской мегазоны;

- нефтегазоносные девонско-каменноугольные комплексы Восточно-Европейской платформы погребены под аллахтонами Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны шириной около 30-40 км.

Согласно нефтегазогеологическому районированию [Государствен., 2014], площадь листа входит в состав **Западно-Уральской нефтегазоносной области потенциальной** (11 Н,Гз/С₂-Р₁) (занимает почти половину площади листа). В Западно-Уральской нефтегазоносной области на Ревдинской площади перспективы нефтегазоносности связаны с **Нижне-Сергинским нефтегазоносным районом потенциальным** (11.1 Н,Г). В крайней юго-западной части листа расположена **Средне-Предуральская нефтегазоносная область** (12 Н,Гз/С-Р₁) представленная **Юрузань-Сылвенским нефтегазоносным районом** (12.1 Н,Г), где на смежном западном листе с раннепермскими образованиями связано промышленное месторождение газа.

Оценка прогнозных ресурсов углеводородов

Определённые перспективы нефтегазоносности связаны с Нижне-Сергинским нефтегазоносным районом потенциальным, для которого установлены прямые и косвенные признаки нефтегазоносности.

К прямым признакам относятся:

- выходы, предположительно нефти, в русле р. Трека при Билимбаевском землетрясении, в 1914 г. [Есипов, 1947 ф];
- выделение углеводородных газов при бурении структурных скважин на Киргишанском и Нижне-Сергинском участках и в Аракаевкой параметрической скважине;
- интенсивная битуминозность и выпоты нефти в девонских известняках, вскрытых скважинами под Киргишанским аллахтоном.

В разрезе Аракаевской параметрической скважины нефтепроявлений не выявлено, но в широком интервале глубин паравтохтона и аллахтона распространены твёрдые битумы – продукты преобразований нефтей, обилие которых в верхнедевонско-турнейских образованиях позволяет предполагать наличие разрушенной палеозалежи тяжёлой вязкой нефти [Грибова, 2012 ф].

Притоки углеводородных газов в разрезе Аракаевской скважины выявлены в мячковском горизонте московского яруса (1860-1910 м), в серпуховском ярусе (2452-2497 м), тульском горизонте визейского яруса (2917-2946 м), под швом надвига в черепетском и кизеловском горизонтах турнейского яруса (3019-3046 м). В результате притоки газа соответствуют трём нефтегазоносным комплексам (средне-верхнекаменноугольному карбонатно-терригенному, верхневизейско-башкирскому карбонатному и верхнедевонско-турнейскому карбонатному) в верхней части аллахтона и верхнедевонско-турнейскому

карбонатному в автохтоне. Газы в основном метановые, сходные по компонентному составу с газами Бухаровского и Кедровского месторождений [Грибова, 2012 ф].

К косвенным признакам относятся:

- большие мощности палеозойских нефтегазоматеринских пород (глинисто-карбонатных, доманикоидов), сформировавшихся в платформенных условиях и залегающих на глубинах, благоприятных для генерации углеводородов;
- благоприятная для генерации, миграции и локализации углеводородов геодинамическая обстановка пассивной континентальной окраины ВЕП;
- наличие на западном склоне Урала отрицательных аномалий силы тяжести, не соответствующих плотности пород, выходящих на поверхность, интерпретируется как наличие под плотными породами аллохтона относительно менее плотных толщ. Такими толщами на Урале и в Приуралье являются пермские терригенные отложения;
- наличие под аллохтонами крупных антиклинальных структур и зон выклинивания терригенных и терригенно-карбонатных слоистых толщ;
- наличие непроницаемых экранов: тектонических (шарьированные пластины) и литологических (толщи плотных известняков), вскрытых структурными скважинами под аллохтонами;
- наличие в Свердловской области 2-х промышленных месторождений (Сухореченское и Сабардинское) и 2-х газовых (Бухаровское и Кедровское,) [Государствен., 2014; Грибова, 2012 ф; Проворов, 2000 ф; Соколова, 2008 ф].

По результатам бурения Аракаевской параметрической скважины получены данные о перспективах нефтегазоносности палеозойских образований Нижне-Сергинского района. В пределах изученного разреза выявлены нарушенные сдвиго-надвиговыми процессами продуктивные платформенные нефтегазоносные комплексы, в которых сохранились нетипичные условия для локализации газов. В образованиях аллохтона установлены самые восточные в регионе притоки газа с преобладанием метана. При этом значительно расширен этаж газоносности за счёт нижнекаменноугольных природных резервуаров. В верхнедевонских (доманиковых) образованиях обоснована зона генерации углеводородов значительного масштаба, нарушенная швом надвига. С учётом того, что скважина пробурена во фронтальной зоне надвига, в более восточных районах она может быть встречена в менее нарушенном состоянии [Грибова, 2012 ф].

При составлении Госгеолкарты-1000 листа О-40 по Нижнесергинскому нефтегазоносному району потенциальному были оценены прогнозные ресурсы углеводородов в количестве 363,2 млн. т н.э. (Водолазская, 2015). Для листа О-40-XXX прогнозные ресурсы УВ пропорционально площади (1800 км²) по категории Д₂ составят 72 млн. т н.э.

Эпохи, этапы и стадии минерагенеза

Крупнейшими отрезками времени, определяющими специфику формирования рудных объектов, принято считать минерагенические эпохи, которые, как правило, соответствуют региональным тектоническим (тектоно-магматическим) циклам. В рамках минерагенических эпох выделяются этапы; в последних иногда отчетливо обособляются еще менее длительные промежутки – стадии. В пределах листа О-40-XXX выделены следующие минерагенические эпохи.

Рифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха

На Урале рифейско-раннекембрийская минерагеническая эпоха обычно подразделяется на пять этапов: раннерифейский, среднерифейский, позднерифейский, позднерифейско-вендский и поздневендско-раннекембрийский. Картируемые образования, связанные с первыми тремя этапами на территории Ревдинской площади не обнаружены. В *позднерифейско-вендский этап* в условиях неглубокого внутриконтинентального бассейна рифтогенной пассивной континентальной окраины происходит накопление карбонатных и терригенных образований клыктанской и объединённых федотовской и усьвинской свит, риолит-базальтоидно-терригенных образований указарской свиты. В этот этап происходит внедрение малых интрузий и даек сарановского ультрамафит-габбрового, кваркушского габбро-долеритового и кенчурского метагаббро-метатрондьемитового комплексов. С терригенно-карбонатными породами клыктанской свиты связана свинцово-цинковая минерализация, с метавулканитами укзарской свиты связаны проявления меди неопределённого рудноформационного типа. В *поздневендско-раннекембрийский этап* происходит накопление терригенно-молассовых образований объединённых старопечнинской и переваловской, объединённых чернокаменской и устьсылвицкой свит, а также происходит внедрение орогенных интрузий битимского гнейсогранит-мигматитового комплекса. В этот этап процессов рудогенеза на Ревдинской площади не известно.

Позднекембрийско-среднетриасовая минерагеническая эпоха приходится на становление и длительную эволюцию Уральской мобильной области вплоть до превращения ее в одноименную складчатую систему. В ней обычно выделяют три этапа, среди которых на описываемой площади представлены все три.

В *позднекембрийско-раннедевонском этапе* выделяются две стадии. Первая из них (поздний кембрий-ордовик) отвечает возникновению новой континентально-рифтовой системы, последующему преобразованию ее центральных частей в зону спрединга (с формированием океанической коры), зарождению континентального склона и шельфа на пассивной окраине.

В эту стадию в пределах Западно-Уральской мегазоны, в условиях континентального рифтогенеза, шельфа и континентального склона происходит накопление базальтоидно-терригенных образований саранхапнёрской, козинской, хомасьинской и малыгинской свит, нижнесергинской и терригенно-карбонатной толщ нерасчленённых. Рифтогенные базальтоидно-терригенные образования (саранхапнёрская, козинская и хомасьинская свиты) обогащённые железистыми осадками, с образованием объектов железорудной вулканомиктово-кремнисто-карбонатно-терригенной формации. На этом этапе происходит внедрение малых интрузий чувовского гнейсогранодиорит-метаплагиогранитового комплекса, гипабиссальных интрузий козлиногорского граносиенит-щёлочногогранитового комплекса. С козлиногорским комплексом связаны объекты барий-свинцово-цинковой березитовой формации. С малыгинскими субвулканитами связаны проявления тантала и ниобия формации редкометальных гранитов и гранитоподобных (полевошпатовых) метасоматитов.

В Тагильской мегазоне в условиях надсубдукционного рифтогенеза с ультрамафитами дунит-гарбургитовой формации среднего ордовика связаны объекты следующих рудных формаций: платино-хромитовой-перидотит-пироксенит-габбро-норитовой, асбестовой серпентинитовой апогипербазитовой, самоцветов асбест-серпентиновых апогипербазитовых метасоматитов.

Вторая стадия (поздний ордовик-ранний девон) минерагенически фиксируется как в палеоконтинентальном, так и в палеоокеаническом секторе уралид. В палеоконтинентальном секторе в эту стадию происходит накопление базальтоидно-карбонатно-терригенных образований с которыми связаны объекты свинцово-цинковой карбонатной стратиформной (билимбаевская толща) и сидеритовой карбонатной стратиформной (метелёвская свита) рудных формаций. С внедрением гипабиссального хомутовского граносиенит-гранитового комплекса связано тантал-ниобиевое оруденение.

В Тагильской мегазоне вторая стадия минерагенически связана со становлением и эволюцией островной дуги; рудоформирующие системы здесь представлены: магматическими, вулканогенно-осадочными и гидротермально-метасоматическими. Позднеордовикские магматические породы второй фазы качканарского комплекса вмещают оруденение ванадий-титан-железорудной габбро-пироксенит-дунитовой формации. Позднеордовикско-раннесилурийские и раннесилурийские вулканиты (шемурская и павдинская свиты, соответственно) вмещают медно-цинковые колчеданные руды. С габброидами раннесилурийского тагило-кытлымского комплекса связано титан-железорудное и медное оруденение магматического генетического типа.

Девонско-среднекарбоновый этап проявился только в палеоконтинентальном секторе Западно-Уральской мегазоны. Здесь в условиях шельфа и континентального склона накапливались терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные образования. В Полюдовско-Чусовском районе объединённые вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты вмещают оруденение сидеритовой карбонатной стратиформной формации; чусовская и чеславская объединённые свиты вмещают проявления бокситов и свинцово-цинковую стратиформную минерализацию; западноуральская свита вмещает проявления каменного угля.

Мезозойско-кайнозойская эпоха подразделяется на два этапа: *среднетриасово-эоценовый* (характеризуется платформенным режимом на всем Урале; здесь проявлен только локально уцелевшими от размыва корами выветривания и *олигоцен-четвертичный*.

С корами выветривания на Ревдинской площади связано большое разнообразие проявлений полезных ископаемых. Так, в Западно-Уральской мегазоне по сидеритам и зонам рассеянной сульфидной минерализации образовались многочисленные проявления бурых железняков; глинисто-лимонитовые образования по известнякам с прослоями углеродистых сланцев терригенно-известняковой толщи среднего карбона вмещают проявления урановой минерализации; в остаточных корях выветривания по граносиенитам хомутовского комплекса происходит обогащение цирконом.

В Тагильской мегазоне в корях выветривания по ультрамафитам серовского комплекса известны проявления и пункты минерализации бурых железняков, марганца и никеля.

Олигоцен-четвертичный этап знаменуется существенной структурной дифференциацией территории. Уже в начале периода западные районы (современный Уральский кряж) испытывают тектоническую активизацию на фоне общего воздымания, а с плиоцена – резкое усиление неорогенических движений, сопровождавшееся уничтожением поверхностей выравнивания. Разрушение коренных объектов металлических полезных ископаемых приводит к образованию россыпей (в изучаемом районе – золотоносных и золотоносных платиносодержащих); все они связаны с неоген-четвертичной стадией минерогенеза.

Главные подразделения минерагенического районирования

Площадь листа целиком находится в пределах крупнейшего таксона – Урало-Новоземельского минерагенического пояса; более дробное районирование осуществляется раздельно для двух возрастных интервалов: доолигоценового и олигоцен-четвертичного.

Для доолигоценовых образований в составе упомянутого пояса на характеризуемой площади выделяются различного размера части пяти минерагенических зон.

Белокатайско-Чусовская железорудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона (1Al, UK, Fe/O₃-C) занимает западную часть площади листа. В строении минерагенической зоны участвуют карбонатно-терригенные образования, в возрастном диапазоне от раннего девона до ранней перми. Здесь терригенно-карбонатные образования чусовской и чеславской свит объединённых вмещают оруденение бокситовой карбонатной формации, эти же образования являются благоприятной средой для размещения оруденения свинцово-цинковой карбонатной стратиформной формации; терригенно-известняковая толща, объединённые вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты вмещают оруденение сидеритовой карбонатной стратиформной формации; с тонкими прослоями битуминозных известняков терригенно-известняковой толщи связано урановое оруденение. В северо-западной части листа О-40-XXX расположено юго-восточное окончание *Чусовского каменноугольного района* (1.1УК/С₁), где осадки западноуральской свиты вмещают пласты угля.

Сургоякско-Бардымская свинцово-медно-железорудная минерагеническая зона (2Fe, Cu, Pb/Є₃-C₂) представлена двумя меридионально вытянутыми, изолированными полосами, шириной от 1,5 до 10 км, соответствуют Киргишанскому аллахтону и Билимбаевской дислокационной зоне. В строении минерагенической зоны принимают участие осадочные и вулканогенно-осадочные образования в возрастном диапазоне от верхнего ордовика до раннего девона (малыгинская, метелёвская свиты, билимбаевская толща, в восточной полосе; плоскокаменная, аптечногорская и заставкинская свиты – в западной). В западной полосе Сургоякско-Бардымской зоны рудных объектов не известно. В восточной полосе известны железорудные и редкометалльные объекты.

Кожимско-Висимская золото-железо-полиметаллическая минерагеническая зона (3Pb, Zn, Fe, Au/Є₃-MZ) на Ревдинской площади представлена своим южным окончанием в виде узкого клина длиной 32 км. В строении Кожимско-Висимской минерагенической зоны участвуют терригенно-карбонатные образования в возрастном диапазоне от позднего ордовика до среднего девона. Рудных объектов в пределах зоны не известно, за исключением нескольких проявлений бурых железняков.

Кваркушко-Каменногорская золото-хромово-железорудная минерагеническая зона (4Fe, Cr, Au/RF₃-Є₃, P) на Ревдинской площади представлена своим южным окончанием в виде клина длиной 42 км и шириной до 22 км (в самой широкой части). В строении минерагенической зоны участвуют докембрийские терригенно-карбонатные образования, вмещающие единичные объекты свинцово-цинковой карбонатной стратиформной формации и несколько бурожелезняковых объектов.

Уфалейская графитоносная кварцево-титаново-железородная минерагеническая зона (5Fe,Ti,q(gp)/RF-P₂, MZ) на Ревдинской площади представлена своим северным окончанием в виде изогнутого клина длиной 40 км и шириной в самой широкой части 12 км. В строении минерагенической зоны участвуют вулканогенно-осадочные и осадочные образования в возрастном диапазоне от венда до среднего-раннего ордовика и интрузивные образования битимского, козлинского, хомутовского, чувовского и кенчурского комплексов. Вулканогенно-осадочные и осадочные образования представлены указарской, козинской, саранхапнёвской, хомасьинской и метелёвской свитами. С вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями Уфалейской металлогенической зоны связаны объекты следующих рудных формаций: железородная вулканомиктово-кремнисто-карбонатно-терригенная, железородная терригенная зон инфильтрации, медная неопределённая, железо-марганец-барит-свинцово-цинковая терригенно-кремнисто-карбонатная, редкометальных гранитов и гранитоподобных (полевошпатовых) метасоматитов и серебряная сульфидно-кварц-карбонатная аргиллизит-березитовая.

В пределах Уфалейской минерагенической зоны при составлении Госгеолкарты-1000 листа О-40 выделена *Хомутовско-Каменская полиметаллически-ниобиево-иттриево-рудная зона потенциальная* (5.0.1Y,Nb,Zn,Pb/RF₂,C₁₋₂,MZ). По потенциальной зоне оценены прогнозные ресурсы циркония, иттрия и редких земель по категории Р₃. А также расположено северное окончание Шунутско-Крутойрской золото-железородной прогнозируемой зоны.

Западно-Тагильская ванадиево-титановая платино-железо-меднородная минерагеническая зона (6Cu,Fe,Pt(Ti,V)/V-D) отвечает части одноименного мегаблока Тагильского синклиория. Стратиграфические подразделения представлены здесь осадочно-вулканогенными образованиями в возрастном диапазоне от среднего-верхнего ордовика до раннего девона. Значительное пространство рассматриваемой зоны выполняют магматиты ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, относящиеся к 4 комплексам, последовательное внедрение которых охватывает возрастной интервал от среднего-верхнего ордовика до позднего силура. На территории листа таксон вмещает следующие виды минерального сырья: месторождения и проявления железных руд ванадий-титан-железородная габбро-пироксенит-дунитовой формации, проявления и пункты минерализации медно-цинковоколчеданной, медно-кварц-сульфидной и золото-кварцевой малосульфидной формаций.

В пределах Западно-Тагильской минерагенической зоны расположены минерагенические таксоны ранга рудного узла. Это южное окончание Лёвихинской (6.0.1Cu,Zn,Au/O₃-

S₁) золото-цинково-меднорудной зоны и Первоуральская (6.0.2Fe,Ti/O₃) титаново-железородная зона.

Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона (7Al,УБ,Au,Fe/S₂-J) в виде узкой полосы протягивается в северо-восточной части площади листа. В её строении участвуют осадочные образования перевозкой свиты. Рудных объектов Центрально-Тагильской мегазоны в пределах листа О-40-XXX не известно.

Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона (8Au,Cu,Fe,(Ni)/O₂-C₂,MZ) представлена в северо-восточной части листа О-40-XXX. В её строении участвуют, главным образом ультрамафиты серовского комплекса, в меньшей степени вулканогенно-осадочные образования красноуральской свиты и магматиты левинского комплекса. Металлогеническая специализация Восточно-Тагильской мегазоны, в пределах Ревдинской площади, определяется в первую очередь рудоносностью Верх-Нейвинского массива, где расположены месторождения и проявления хромитов, пункты минерализации демантоидов и амфиболового асбеста; с остаточными корами выветривания по ультрамафитам связаны проявления и пункты минерализации никеля, бурых железняков и марганца.

На площади Верх-Нейвинского массива выделен *Верх-Нейвинский хромово-никеленосный рудный узел* (8.0.1Cr/O₂), частично расположенный на листе О-40-XXX.

Для олигоцен-четвертичного возрастного интервала районирования в «уральском» секторе Урало-Новоземельского минерагенического пояса выделяются две минерагенические зоны: *Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная* (9Au,di/P₃-Q) и *Восточно-Уральская платино-золотороссыпная* (10Au,Pt/N-Q). Граница между ними обычно разделяет складчатую систему на «салическую» (западную) и «фемическую» (восточную), «поставлявшие» в позднекайнозойские долины и депрессии разный набор россыпных минералов. Россыпи золота и платины фиксируются преимущественно во втором из упомянутых таксонов, в первом золотоносность проявлена слабее.

В пределах Западно-Уральской мегазоны выделено три золотороссыпных узла: *Распаихинский платинометально-золотороссыпной узел потенциальный* (9.0.1Au), *Галкинский золотороссыпной узел* (9.0.2Au) и *Чусовской платино-золотороссыпной узел потенциальный* (9.0.3Au,Pt). Последний россыпной узел заходит с северного смежного листа своей южной частью.

В пределах Восточно-Уральской мегазоны расположена западная половина *Шишимско-Таватуйского платино-золотороссыпного узла* (10.0.1Au,Pt).

Пространственная неравномерность в распределении объектов минерального сырья определяет «дискретность» минерагенического районирования для большинства иерархических уровней. Степенью концентрации полезных ископаемых и (или) их прямых признаков, а также их значимостью для территории обусловлена перспективность тех или иных локальных таксонов. Среди десяти названных выше минерагенических зон три включают перспективные площади ранга рудных узлов (в том числе россыпных).

**Факторы контроля оруденения, локальные перспективные площади
и количественная оценка прогнозных ресурсов полезных ископаемых**

Хром

Верх-Нейвинский хромово-никеленосный рудный узел (западная часть узла в пределах листа О-40-XXX) расположен в западной части Восточно-Тагильской минерагенической зоны и пространственно совпадает с Верх-Нейвинским массивом. В строении рудного узла участвуют ультрамафиты среднеордовикского серовского дунит-гарцбургитового комплекса, в состав которого входят дуниты, гарцбургиты, верлиты, в разной степени серпентинизированные; серпентиниты апогацбургитовые, аподунитовые и аповерлитовые; пироксениты, а также хлорит-карбонат-тальковые и серпентин-актинолитовые породы с различным соотношением составляющих компонентов, последние наблюдаются вдоль западного эндоконтакта массива. Ультрамафиты серовского комплекса фрагментами прорваны магматитами левинского комплекса раннего силура, представленного первой фазой (габбро, габбронориты, габбродолериты) и третьей фазами (плагιοграниты, плагιοгранит-порфиры, гранодиорит-порфиры). Контакты габброидов и плагιοгранитов с ультрамафитами секущие. В восточной части узла, ультрамафиты перекрыты небольшим амёбообразным пятном вулканогенно-осадочных пород красноуральской свиты позднеордовикско-раннесилурийского возраста. К западу от Верх-Нейвинского массива развиты вулканогенно-осадочные образования Кумбинской подзоны Западно-Тагильской структурно-формационной зоны в возрастном диапазоне от среднего-позднего ордовика до раннего девона. Размер массива в пределах листа О-40-XXX 23×4 км, к югу массив выклинивается переходя в серию мелких тел серпентинитов.

По геофизическим данным вертикальная мощность массива оценивается в 3,7-4,0 км при этом данные значения характеризуют блок севернее верховьев р. Тагил. На участке от р. Тагил до р. Черный Шишим мощность массива не превышает 0,5-1,0 км, а в междуречье Черного и Восточного Шишимов составляет менее 0,5 км.

В целом форма массива сложная приближающаяся к факолиту. Северная его часть круто обрывается почти по прямой линии субширотного простирания и погружается на

север под углом 65° . Западный контакт до глубины 200 м имеет западное падение, которое глубже сменяется на восточное – во внутрь массива под углом $60-70^\circ$.

В пределах массива развиты многочисленные тектонические зоны хрупких и пластичных деформаций северо-западного и северо-восточного направлений. Северо-западные зоны ранние ($320-340^\circ$, имеют крутое западное падение) преимущественно хрупких деформаций и носят локальный характер. Они контролируют проявления хромититов, а также отдельные мелкие тела габбро и габбродолеритов, практически все известные тела плагиогранитов. Северо-восточные зоны более поздние и прослеживаются через весь массив. Они трассируются более мелкими зонами расщеливания, милонитизации и метасоматических изменений талькового, тальк-карбонатного, хлоритового и антигоритового составов, а также трещинами, минерализованными демантоидом.

В пределах Верх-Нейвинского массива известно одно малое промышленное месторождение и более шестидесяти проявлений и пунктов минерализации хромитовых руд. В пределах западной части Верх-Нейвинского массива (на листе О-40-XXX) расположено 13 проявлений и одно месторождение (Месторождение № 219). Хромитовые руды чаще приурочены преимущественно к дунитовым каймам. Руды преимущественно вкрапленные, содержат 20-35 % окиси хрома, реже массивные, характеризуются высоким содержанием окиси хрома – до 50 %.

Строение рудных тел не однородное, что особенно ярко выражено в верхней части комплекса рудных тел, встречаются небольшие по мощности до 1 м, пропластки массивного хромита. Переходы от массивной к вкрапленным рудам и далее к пустой породе большей частью постепенные, но имеют место и тектонические контакты руда-порода. Такие же явления наблюдаются в рудных телах и на глубине (по данным бурения), только выражены слабее: вкрапленность гуще, интервалы массивных руд больше, рудные тела носят более компактный характер.

Характеризуя весь район массива в целом, следует отметить, что он является наиболее старым хромитовым районом Урала, где все мелкие месторождения и рудопроявления нацело выработаны на небольшую глубину до 20-25 м, изредка до 40 м, этими же цифрами ограничивается и глубина изученности этих проявлений.

Оценка прогнозных ресурсов хромитовых руд Верх-Нейвинского хромово-никеленосного рудного узла (части узла) по категории P_3 выполнена методом аналогии. За эталонный объект прогноза принят внутренний объект рудного узла - хромитовое *Месторождение № 219*. В пределах западной части Верх-Нейвинского массива, по архивным данным известно 13 проявлений хромитовых руд, связанные, как и на Месторождении

№ 219 с осветлёнными аподунитовыми серпентинитами. В результате геологосъёмочных работ выявлено сложное строение Верх-Нейвинского массива, откартированы поля серпентинитов, часто нерасчленённых. Сравнительная характеристика прогнозируемого объекта и эталона по комплексу прогнозно-поисковых критериев и признаков приведена в таблице 1.

Площадь западной, прогнозируемой (на листе О-40-XXX) части Верх-Нейвинского узла составляет 76 км², площадь же, занятая ультрамафитами составляет 68,1 км². Площадь эталонного объекта – Месторождение № 219 составляет 0,06 км², а запасы хромитовых руд по сумме категорий С₁ и С₂ 0,274 млн. т. Тогда площадная удельная продуктивность эталонного объекта составляет 0,274 млн. т : 0,06 км² = 4,56 млн. т/км².

Прогнозные ресурсы по категории Р₃ хромитовых руд Верх-Нейвинского рудного узла оценены по формуле:

$$Q = S \times q_{\text{эт}} \times K_1 \times K_2 \times K_3, \text{ где}$$

Q – количество прогнозируемого минерального сырья, S – площадь объекта прогноза, $q_{\text{эт}}$ – удельная площадная продуктивность эталонного объекта, равная отношению количества балансовых запасов и апробированных прогнозных ресурсов полезных ископаемых к площади эталонного объекта, K₁ – коэффициент подобия; K₂ – коэффициент достоверности прогноза (низкий – 0,1-0,4; средний – 0,5-0,7, высокий – > 0,7); K₃ – коэффициент, учитывающий соотношение ранга эталонного и прогнозируемого объекта (рудный узел / месторождение – 0,001-0,009; рудный узел / рудное поле – 0,01-0,09; рудный узел / рудный узел – 0,1-0,9).

K₁ принят 0,8; K₂ принят 0,9; K₃ принят 0,005.

Таким образом, прогнозные ресурсы хромитовых руд по категории Р₃ Верх-Нейвинского рудного узла (части узла) составят:

$$Q = 68 \times 4,56 \times 0,8 \times 0,9 \times 0,005 = 1,1 \text{ млн. т}$$

Прогнозируемый геолого-промышленный тип – альпинотипный хромитовый дунит-перидотитовой формации (линзо- и жиллообразный в массивах альпинотипных ультрабазитов).

Таблица 2

Сравнительная характеристика прогнозируемого объекта и эталона по комплексу
прогнозно-поисковых критериев и признаков

Прогнозно-поисковые критерии и признаки	Верх-Нейвинский хромово-никеленосный рудный узел (часть узла)	Месторождение № 219 (эталон)
Геодинамический	Офиолиты над зоной субдукции +	Офиолиты над зоной субдукции
Металлогенический	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона +	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона
Магматический	Дунит-гарцбургитовая формация +	Дунит-гарцбургитовая формация
Литолого-петрографический	Аподунитовые серпентиниты +	Аподунитовые серпентиниты
Наличие проявлений хромитовых руд	13 проявлений хромитовых руд, отработанных в начале 20 в. до глубины 10 м. На глубину хромитовое ору- денение не прослеживалось +	Месторождение с балансовыми рудами
Структурный	Не изучались -	Контакт дунитов и пироксенитов
Коэффициент подобия	0,8	

В пределах рудного узла ожидается обнаружение 1 – 2 объектов ранга малого месторождения.

Авторами пояснительной записки составлен паспорт перспективного объекта № 6661585. Паспорт не прошёл апробацию в отделе прогнозной геолого-экономической оценки МПИ ВСЕГЕИ (эксперт к.г.м.н. Н.Н. Шерстюк), в связи с чем, прогнозные ресурсы хромитовых руд Верх-Нейвинского рудного узла в пояснительной записке приводятся как авторские.

Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы

В пределах Уфалейской минерагенической зоны выделена Хомутовско-Каменская полиметаллически-ниобиево-иттриеворудная зона потенциальная. В пределах листа О-40-XXX расположена её северная половина. Оруденение Nb, Ta и редких земель отнесено к формации редкометальных гранитов и гранитоподобных (полевошпатовых) метасоматитов и связано с хомутовским комплексом граносиенит-гранитовым гипабиссальным, а также с малыгинскими субщелочными субвулканитами. В результате проведения специализированных поисковых работ (Таланцев, 1962 ф; Юринский, 1977 ф) всем проявлениям и геохимическим аномалиям редких металлов дана отрицательная оценка в отношении промышленной рудоносности. Перспективы сохраняются лишь для гипергенной минерализации редких земель (и некоторых редких металлов), сосредоточенной в корях выветривания интрузивных и субвулканических пород. При составлении Госгеол-карты-1000 листа О-40 была выполнена оценка прогнозных ресурсов циркония, иттрия и редких земель в корях выветривания Хомутовско-Каменской зоны. Пропорционально площади на листе О-40-XXX прогнозные ресурсы циркония, иттрия и редких земель в корях выветривания по категории P_3 составят, тыс. т: ZrO_2 – 108; TR (сумма оксидов редких земель) – 34, в том числе Y_2O_3 – 17.

Цирконий

В пределах Хомутовского массива развиты линейно-площадные коры выветривания глинистого, глинисто-щебнистого и щебнистого составов, мощностью до 70 м. В результате проведения геолого-поисковых работ [Мормиль, 1999 ф], в пределах Хомутовского массива выделяются локальные участки с относительно повышенными концентрациями циркония, иттрия и ниобия. В восточной части массива было выявлено Хомутовское проявление циркония в корях выветривания.

Степень изученности Хомутовского проявления циркония позволяет выполнить прогнозную оценку проявления по категории P_2 при следующих параметрах [Мормиль, 1999 ф]:

- размер участка оценки $450\,000\text{ м}^2$ ($1500 \times 300\text{ м}$);
- глубина оценки 20 м;
- среднее содержание ZrO_2 0,125 %.
- объёмный вес руды $2,5\text{ м}^3/\text{т}$.

Тогда прогнозные ресурсы ZrO_2 Хомутовского проявления составят 28 тыс. т.

Не смотря на отрицательные результаты технологического опробования по традиционной методике, Хомутовское проявление (и массив в целом) заслуживает дальнейшего

изучения в плане поисков обогащённых цирконом участков и разработки новых методов обогащения цирконсодержащих руд.

В связи с вышеперечисленным и с тем, что геологические материалы по проведённым поисковым работам на Хомутовском проявлении, практически утеряны, геологический отчёт по работам не сдавался в геологические фонды, прогнозные ресурсы циркония по Хомутовскому проявлению являются авторскими [Мормиль, 1999 ф].

Золото и платина россыпные

В пределах площади листа О-40-XXX оценка прогнозных ресурсов россыпного золота выполнена по двум россыпным узлам – Распаихинскому и Галкинскому .

Распаихинский платинометально-золотороссыпной узел включает в себя два россыпепрооявления – р. Распаха с притоками и р. Северная.

В пределах прогнозируемого россыпного узла в начале 20 в. верховьях рек и логов, прорезающих пермские конгломераты, разведывались и отрабатывались старателями небольшие аллювиальные и аллювиальные и делювиальные (ложковые) россыпи с золотом и платиной. Содержание благородных металлов колебалось от знаков до 1795 мг/м³, количество платины доходило до 87 % от всех благородных металлов. Металл преимущественно мелкий, чешуйчатый. Мощность рыхлых образований не превышала 2,5 м и в силу сложных горно-геологических и гидрогеологических условий часто горные выработки не доходили до коренного «плотика».

Ранее Гагиным С.И. [2002 ф] был выделен Шалинский участок (куда входили системы рек Распаха и Северная) и выполнена прогнозная оценка россыпных металлов (золото и платина) по категории Р₂ в количестве 0,3 т золота и 0,3 т платины. Авторы отчёта по Ревдинской площади согласны с перспективностью выделенного участка, но не согласны с методикой оценки и категоричностью оценённых ресурсов, т. к. по степени изученности упомянутые объекты не соответствуют современным требованиям, предъявляемым к оценке прогнозных ресурсов категории Р₂, а также приведённые оценочные параметры явно завышены. Выделенный участок можно считать слабо изученными, с возможностью оценки прогнозных ресурсов только по категории Р₃.

Ниже приведена авторская оценка прогнозных ресурсов россыпных металлов по р. Распаха с притоками (Большая Распаха, Боёвская Распаха, Каменка) и р. Северная с притоками. Прогнозные ресурсы россыпного золота и платины связаны с отложениями четвертичного пойменно-террасового комплекса перечисленных рек. Россыпи аллювиальные золото-платиновые, чаще с преобладанием платины. Для оценки прогнозных ресурсов золота и платины для описываемого района традиционно принимается 50 % золота и 50 % платины.

Параметры оценки прогнозных ресурсов:

- длина всех потоков 58 км;
- средняя ширина контура оценки 100 м;
- средняя мощность рыхлых образований 2,5 м;
- среднее содержание металлов 185 мг/м³;
- коэффициент надёжности прогноза 0,5;
- коэффициент соотношения мощности «песков» к общей мощности рыхлых образований 0,32.

Содержание благородных металлов принято для гидравлического способа отработки, как минимальное промышленное содержание золота (платины) на массу в блоке годовой добычи для запасов группы «а» (Временные групповые районные кондиции для россыпных месторождений золота и платины Свердловской области, ГКЗ МПР № 47-К от 24.10.97 г.).

Тогда, прогнозные ресурсы россыпных металлов Распаихинского платинометально-золотороссыпного узла потенциального по категории Р₃ составят:

$$58\,000 \times 100 \times 2,5 \times 185 \times 0,5 \times 0,32 \approx 0,43 \text{ т}$$

в том числе золото 0,215 т и платина 0,215 т. Статус прогнозных ресурсов – авторские. В пределах выделенных водотоков рекомендуется проведение поисковых работ первой очереди.

Галкинский золотороссыпной узел охватывает древнюю долину р. Чусовой протяжённостью около 32 км. Здесь при бурении на восточном участке Билимбаевского месторождения флюсовых известняков проведено опробование на золото вскрышных пород, представленных песчано-гравийно-галечными образованиями раннего миоцена (наурзумская свита). Галечники перекрыты ложковыми образованиями позднего миоцена (каракольская серия). Опробование неогеновых отложений установило их промышленную золотоносность.

Отложения наурзумской свиты слагают древнюю террасу р. Чусовая и сохранились на правом склоне современной долины в основном в пределах развития известняков.

Поисковыми работами (Осинцева, 1995 ф) подтверждена промышленная золотоносность наурзумской свиты, разведано малое месторождение россыпного золота Галкинское с балансовыми запасами категории С₂.

Гагин С.И. (Гагин, 2002 ф) выполнил прогнозную оценку «Галкинского участка» по параметрам, аналогичным Галкинской россыпи: длина 1,8 км (для категории Р₁) и 4,0 км (для категории Р₂), средняя ширина 185 м, средняя мощность 15 м, коэффициент надёжности 0,5, коэффициент закарстованности 0,75, среднее содержание золота 185 мг/м³.

Прогнозные ресурсы россыпного золота по категории P_1 составили 0,35 т, по категории P_2 - 0,77 т.

Авторы пояснительной записки к Госгеолкарте листа О-40-XXX считают, что подобная методика оценки прогнозных ресурсов по категории P_1 и P_2 устарела и не соответствует современным требованиям, предъявляемым к прогнозным ресурсам категории P_1 и P_2 . Подобная методика оценки прогнозных ресурсов применима только для оценки прогнозных ресурсов по категории P_3 .

В окрестностях Галкинского карьера Билимбаевского месторождения известняков отдельными скважинами неогеновые образования прослежены на 4 км. Отдельные пробы показали промышленную золотоносность этих отложений.

Помимо образований наурзумской свиты в долине р. Чусовая при ГСР-50 закартированы обширные площади, аллювиальных и делювиальных (ложковых) образований верхнего неогена (кустанайская свита). Осадочные образования кустанайской свиты также потенциально золотоносные.

Оценка прогнозных ресурсов россыпной золотоносности Галкинского узла по категории P_3 выполнена прямым расчётом по аналогии с внутренним объектом россыпного узла – Галкинским россыпным месторождением.

Параметры оценки Галкинского узла по категории P_3 следующие:

- площадь 100 км²;
- мощность рыхлых образований 10 м
- среднее содержание россыпного золота 123 мг/м³;
- коэффициент соотношения рангов эталонного и прогнозируемого объектов 0,005;
- коэффициент достоверности прогноза 0,5;

Прогнозные ресурсы россыпного золота Галкинского узла по категории P_3 составят:

$$100 \text{ км}^2 \times 10 \times 123 \times 0,005 \times 0,5 \approx 0,3 \text{ т}$$

Статус прогнозных ресурсов – авторские. В пределах древней долины р. Чусовая рекомендуется проведение поисковых работ второй очереди.

Кроме неогеновых, потенциально золотоносных образований, перспективны также аллювиальные и ложковые образования голоцена притоков р. Чусовая, которые в прошлом отрабатывались старательским способом и по архивным данным обладали довольно высоким содержанием золота и платины, до 7500 мг/м³ (Винокуранный Лог).

В пределах россыпного узла возможно открытие 1-2 малых россыпей, которые могут быть отработаны экскаваторно-гидравлическим способом.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа О-40-XXX Государственной геологической карты приведена в приложении 4.

В главе «Полезные ископаемые» по некоторым мелким россыпям (россыпепроявлениям) приведены авторские (не апробированные) прогнозные ресурсы. В связи с тем, что параметры этих россыпепроявлений не соответствуют современным кондициям, авторы пояснительной записки, не приводят авторские прогнозные ресурсы по этим россыпям в общей прогнозной оценке листа О-40-XXX.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с гидрогеологическим районированием Урала (ГГ СССР XIV) и «Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации» (Карта ГГ районирования..., 2011), рассматриваемая территория расположена в пределах двух гидрогеологических структур первого порядка: Восточно-Европейском сложном артезианском бассейне (Восточно-Европейский САБ, fII) и Уральской сложной гидрогеологической складчатой области (Уральская СГСО, gXXII). Восточная граница Предуральского артезианского бассейна (bII-Л) совпадает с границей сплошного распространения пермских отложений. Бассейн представляет собой систему гидравлически связанных между собой пластов и линз относительно водоупорных толщ. Глубокая расчленённость рельефа, обусловившая высокую динамичность подземных потоков и отсутствие в этой части бассейна галогенных отложений, определили формирование в верхней гидродинамической зоне лишь пресных гидрокарбонатных вод. Химизм нижней гидродинамической зоны не изучался, однако по аналогии с другими районами следует предполагать здесь наличие слабо минерализованных вод различного состава. Температура воды варьирует от 3,5 до 9,5 °С [Герасименко, 1974ф].

Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область состоит из Западно-Уральского (Западно-Уральский ГМ, dXXII-A) и Центрально-Уральского (Центрально-Уральский ГМ, dXXII-B) гидрогеологических массивов, а также Тагило-Магнитогорской складчатой гидрогеологической области (Тагило-Магнитогорская СГО, eXXII-B), занимающих всю остальную часть листа в вендских породах Центрально-Уральского поднятия, а также в породах западного склона и осевой части Урала широкой возрастной группы от рифея до позднего карбона.

Для Уральской СГСО характерна приуроченность подземных вод к зонам региональной и локальной трещиноватости, тесная гидравлическая связь и безнапорный характер, расчленённость водоносной системы в зависимости от геоморфологических и структурно-фациальных условий на небольшие бассейны, высокие темпы водообмена, гидрокарбонатный состав вод с пресной и ультрапресной минерализацией, отсутствию вертикальной гидрохимической зависимости.

В Западно-Уральском ГМ наряду с преобладающим распространением подземных вод зон трещиноватости, местами наблюдается этажное расположение водоносных толщ, разделённых стратиграфически выдержанными водоупорными горизонтами. Эта особенность связана с меньшей напряжённостью складчатости по сравнению с другими частями Урала, вследствие чего здесь развиты преимущественно простые крупные складчатые формы, а метаморфизм почти отсутствует. Вторая особенность состоит в

том, что здесь широко развиты карбонатные толщи, содержащие значительные ресурсы подземных вод.

В Центральном-Уральском ГМ древние, преимущественно глубокометаморфизованные породы, слагают горные хребты, устойчивы к процессам выветривания и имеют маломощную (до 30-50 м) трещинную зону. В то же время большие уклоны определяют быстрый поверхностный и подземный сток из-за чего на большей части территории поверхностный сток имеет сезонный характер. Более благоприятные условия накопления подземных вод наблюдаются в межгорных долинах, особенно сложенных карбонатными породами.

Тагило-Магнитогорская СГО характеризуется сложным геологическим строением, высокой степенью метаморфизации пород и сложными условиями распределения, циркуляции и стока подземных вод. На части территории региона сохранилась сравнительно мощная рыхлая кора выветривания, замедляющая инфильтрацию атмосферных осадков. Другой характерной чертой является широкое развитие магматических пород, зона регионального выветривания которых характеризуется малой (20-50 м) глубиной и небольшой степенью трещиноватости.

Пространственное положение водообильных зон определяется границами разрывных нарушений, интрузивных массивов, осевыми частями крупных антиклинальных складок, долинами рек, унаследованными молодыми разрывными нарушениями.

Все водоносные комплексы рассматриваемого района перекрыты континентальными образованиями четвертичного возраста почти сплошным чехлом различной мощности.

Основным источником питания подземных вод являются атмосферные осадки. Величина инфильтрации их регулируется мощностью и составом покровных образований, мощностью зоны аэрации и коллекторскими возможностями субстрата.

Направление стока подземных вод, в основном, контролируется экспозицией склонов, однако существенное влияние оказывает направление геологических структур и локальные трещинные зоны.

В формировании подземных вод большое значение имеют геоморфологические условия. В пределах хребтов естественные ресурсы подземных вод минимальны в особенности в меженные периоды. Увеличение их наблюдается в сторону депрессий, где они достигают максимальных значений.

Детальная характеристика гидрогеологических подразделений приводится с учётом материалов предшествующих работ [Герасименко, 1974ф]. Выделение гидрогеологических подразделений произведено в соответствии с «Новиков В.П., Герасименко Б.Н., 2000 гг. "Оценка обеспеченности..."».

Подземные воды рыхлых покровных образований неоген-четвертичного возраста
Водоносный комплекс неоген-четвертичных аллювиальных отложений (alNQ)

Водоносный комплекс развит в долинах основных рек района и составляет аллювий. Данный горизонт получил развитие в долинах рек Чусовой, Серги, Демида, Ревды и других более мелких рек, а также составляет отложения неогена в долине р. Чусовая и на юго-западе листа.

Коллекторами подземных вод являются отложения русла, поймы и первой надпойменной террасы. Продуктивными здесь являются галечники и пески переменного гранулометрического состава, в различной степени глинистые, залегающие в виде линз и не выдержанных по мощности (от долей метра до 5 м) и простирающиеся слоёв на водоупорных глинах и суглинках, а нередко и на субстрате. Водоносный аллювий четвертичного возраста подстилается глинами, суглинками и глинистым элювием коренных пород, а перекрывается суглинками, глинами и глинистыми песками. Общая мощность аллювиальных отложений изменяется от 1-3 м - в долинах мелких водотоков, до 5-10 м - в долинах основных рек. Литологически неогеновый аллювий представлен глинами с бурожелезняковым бобовником, щебнем местных пород, песками и галечником. Мощность образований достигает 41 м.

Водоносные свойства четвертичного аллювия зависят от гранулометрического состава. Коэффициенты фильтрации достигают в гравийно-галечных отложениях 40-140 м/сут., для суглинков и глинистых песков не превышает 1-2 м/сут.

Питание водоносного горизонта осуществляется, преимущественно, за счет разгрузки подземных вод подстилающих водоносных горизонтов (зон), а также за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в паводки и поверхностных вод. Уровни воды залегают на отметках, несколько превышающих отметки урезов рек.

Минерализация воды не превышает 0,5 г/л, химический состав - гидрокарбонатный кальциевый или магниевый-кальциевый, но чаще соответствует составу подземных вод подстилающих пород.

Обычно низкая производительность скважин, незначительная защищённость подземных вод от загрязнения, а также подверженность подземных вод у населенных пунктов бытовому и особенно промышленному загрязнению (появление в воде хлоридов, нитратов, сульфатов и рост минерализации до 0,7-0,8 г/л), не позволяют использовать ресурсы подземных вод аллювиального комплекса для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения.

Указанные ограничения не могут распространяться на каптажи и водоотборы, не превышающих расхода естественного подземного потока, к которым относится

большинство колодцев индивидуального и коллективного пользования, при условии создания вокруг них санитарных охранных зон.

Указанные ограничения не могут распространяться на каптажи и водоотборы, не превышающих расхода естественного подземного потока, к которым относится большинство колодцев индивидуального и коллективного пользования, при условии создания вокруг них санитарных охранных зон.

Подземные воды неогенового аллювия благодаря своему высокому гипсометрическому положению в рельефе и в целом небольшой мощности покровные образования находятся в зоне аэрации. При наличии в разрезе водоупорных прослоев или высоком стоянии уровня подземных вод фундамента на отдельных участках образуются маломощные водоносные горизонты и верховодка с гидрокарбонатными водами. Они характеризуются переменным катионным составом и минерализацией, варьирующим от 0,08 до 0,25 г/л. В пределах образований наурзумской свиты в юго-западной части листа одиночными скважинами возможно отбирать не более 3-5 л/с. Естественные ресурсы относительно водоносного горизонта в зависимости от геоморфологических условий могут изменяться от 0,3 до 0,85 л/сек*км².

Водоносные горизонты Предуральяского ПАБ

Водоносный ассельско-артинский терригенный горизонт 2(P_{1a}-ar)

Водоносный горизонт приурочен к верхней части стратиграфического разреза, мощность которого оценивается от 50-60 м до 100 м. В целом водоносный горизонт рассматривается как сложная система различной протяженности водоносных пластов и линз, разделенных слабопроницаемыми породами. Благодаря широкому развитию трещин напластования и экзогенных водоносные пласты и линзы обычно гидравлически связаны между собой. По этой причине скважинами чаще вскрываются безнапорные воды, уровни которых устанавливаются на глубинах от 10-30 м - на приводораздельных пространствах, до 2-3 м и выше - в долинах рек. Зеркало подземных вод плавно повторяет основные формы рельефа. [Герасименко, 1974ф].

Водопроводимость горизонта неоднородна. Участки, сложенные алевролитами и аргиллитами, имеют коэффициенты фильтрации не более 20-50 м²/сут, а песчаниками и конгломератами - до 100 м²/сут. и более. Соответственно распределяется и удельная производительность скважин: в первом случае она составляет 0,07-0,4 л/с, во втором - 0,1-1 л/с [Нечаев, 1962Ф]

Широким развитием на площади горизонта пользуются локальные трещинные зоны аномально высокой водопроводимости. Они связаны с проявлениями новейшей тектоники и древними разломами глубокого заложения. С первыми, простирающимися на

небольшую глубину и раскрытыми трещинами, связаны выходы многочисленных родников дебитом от 0,1-5 л/с до 20-25 л/с. По простиранию разломов глубокого заложения породы в зоне регионального выветривания в значительной степени кольматированы глинистыми продуктами выветривания, что снизило их водопроницаемость. Гидрогеологический интерес они представляют как разломы «водовыводящие», т.е. разломы, по которым идет переток подземных вод из нижних горизонтов в верхние (Главный Западно-Уральский надвиг). На поверхности это явление фиксируется в виде родников сероводородных минерализованных хлоридных натриевых вод сильно разбавленных (до 0,3-0,7 г/л) пресными (0,2-0,3 г/л) гидрокарбонатными магниевыми-кальциевыми водами (родники в долине реки Малиновка вторая) [Гилёва, 1989].

Водоносные зоны трещиноватости Уральского СГС

Западно-Уральский ГМ

Водоносная зона трещиноватости верхнепалеозойских карбонатно-терригенных пород (сPZ₂)

Водоносная зона приурочена к карбонатно-терригенным породам среднего - позднего карбона (табл.) и состоит из: переслаивающихся аргиллитов, алевролитов песчаников, конгломератов с прослоями известняков, мергелей, карбонатно-глинистых сланцев.

Подземные воды приурочены к зоне регионального выветривания пород, мощность которой в среднем 5-60 м достигает 80-100 м. Зеркало подземных вод варьирует от первых метров в долинах рек, до 15-20 м и более – на водораздельных пространствах. В отдельных случаях скважинами вскрываются напорные воды с высотой напора до 10 м. Последние носят местный характер и связаны либо с повышенной мощностью заполняющих впадины рыхлых водоупорных отложений, либо с наличием в верхней части разреза монолитных блоков (скв. 401) [Герасименко, 1974ф].

Обводненность комплекса неравномерная и зависит от состава водовмещающих пород. Большими фильтрационными свойствами и обводненностью обладают известняки и грубозернистые терригенные породы с показателями удельного дебита 1-4 л/с и водопроницаемости 100-500 м²/сут. для известняков и 0,2-1 л/с и 30-130 м²/сут. для песчаников и конгломератов соответственно. У глинистых сланцев, алевролитов и аргиллитов эти показатели обычно низкие и составляют 0,01-0,4 л/с и 1,3-40 м²/сут.

Фильтрационную неоднородность зоны можно видеть на примере естественной разгрузки подземных вод. Так, сосредоточенные выходы родников характерны только для известняков и песчаников, при переслаивании последних с глинистыми породами получают рассредоточенные воды. Как в первом, так и во втором случаях дебиты родников варьируют от 0,1 до 2-3 л/с. На участках развития глинистых сланцев, алевролитов и

аргиллитов видимая разгрузка подземных вод фиксируется лишь в виде мочажин или редких малодебитных родников.

Естественные ресурсы подземных вод зоны распределены неравномерно. По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией 0,1-0,3 г/л.

В настоящее время подземные воды зоны широко используется для водоснабжения мелких населённых пунктов. Каптаж их осуществляется одиночными скважинами.

Учитывая в целом небольшую обводнённость пород комплекса за счёт его ресурсов, можно обеспечить хозяйственно-бытовой водой населённые пункты с ограниченной потребностью. Обычная производительность 1-5 л/с.

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных и терригенных пород (sPZ₁)

Водоносная зона трещиноватости палеозойских вулканогенно-осадочных и терригенных пород широкого временного ряда от среднего ордовика и до верхнего девона (табл) объединяет кремни, песчаники с прослоями глинистых сланцев и алевролитов, конгломераты, базальты, трахибазальты с прослоями песчаников и глинистых сланцев. Подобные породы в различных сочетаниях встречаются в нижнесергинской, терригенно-карбонатной и маяктаусской толщах, плоскокаменной, аптечногорской, заставкинской и корсаковской свитах. Зона располагается в пределах хребтов Киргишанского Увала.

Средняя мощность трещиноватой коры регионального выветривания составляет 50-60 м, нередко повышаясь до 70-80 м.

По аналогии со смежными зонами химический состав подземных вод относится к гидрокарбонатным магниево-кальциевым с минерализацией 0,1-0,3 г/л.

Естественные ресурсы подземных вод зоны, оцениваемые по величине минимального среднегогодежного модуля стока, колеблются в пределах 0,2-1,28 л/сек.*км².

Ресурсы подземных вод зоны в настоящее время используются мало, как из-за отсутствия потребителей, так и из-за небольшого объёма запасов и неблагоприятного геоморфологического положения.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских преимущественно карбонатных породах (сPZ)

Водоносная зона трещиноватости палеозойских преимущественно карбонатных пород занимает широкий временной интервал от нижнего силура, до среднего карбона и приурочена к известнякам, доломитам и мергелям с прослоями глинистых сланцев, песчаников, алевролитов в пределах Бельско Елецкой СФЗ, Михайло-Войгачской и Иргизлинско-Карской подзон, занимая большую часть территории гидрогеологического

массива. С поверхности водоносная зона перекрыта суглинками и глинами мощностью 8-12 м.

По данным гидрогеологических скважин мощность активно проницаемой зоны данного комплекса составляет 60—100 м, достигая максимума в 131 м в зонах с локальной трещиноватостью. Меньшие её значения характеризуют участки, где в разрезе преобладают терригенные породы, большие – известняки и доломиты. Продуктивная мощность также регулируется положением зеркала подземных вод: в долинах рек она максимальна и приравнивается к мощности трещиноватой зоны в целом, в сторону водоразделов, где растёт зона аэрации, она снижается до минимума. Зеркало подземных вод залегает на глубине 1-4 м в долинах рек и до 10-15 м, а местами до 30 м на водораздельных пространствах.

Водоотдача пород также крайне неоднородна и зависит от литологического состава пород, и из-за снижения с глубиной трещиноватости и закарстованности пород.

Карст, в целом, имеет умеренное развитие, за исключением Кузинской синклинали в Полудовско-Чусовском районе, где карст имеет широкое развитие. Поверхностный карст представлен небольшими по размеру карстовыми воронками, реже карстовыми логами и приурочен, главным образом, к тектоническим нарушениям и литологическим контактам.

Развитие глубинного карста подчинено тем же закономерностям, что и поверхностного. Этот карст встречается в виде каверн и полостей, развивающихся по плоскостям литологических контактов известняков со сланцами, либо песчаниками и по наиболее крупным трещинам. Вне тектонических зон наиболее часто карстовые зоны встречаются до глубины 30-70 м, реже до 70-150 м, в тектонически нарушенных известняках до 150 м и глубже. Карстовые полости и каверны, как правило, выполнены щебнистым и глинистым материалом.

В пределах древних карстовых впадин, заполненных водоупорными глинами, подземные воды приобретают напорный характер, величина их напоров достигает 50 м.

Локализация подземных вод связана, в основном, с зонами тектонических нарушений. Вскрывшие эти зоны скважины имеют производительность 2,5-8,5 л/с при максимальном понижении уровня – 5 м. Скважины (359, 14, 24), вскрывшие известняки, имеют удельную водоотдачу 0,2-0,6 л/сек., иногда до 1-1,5 л/сек. В придолинных частях на площади развития отложений илимской и бражкинской объединённых свит продуктивная мощность зоны трещиноватости за счёт уменьшения зоны аэрации достигает максимальных значений и производительность скважин (скв. 14) возрастает до 10-15 л/с при коэффициенте водопроницаемости 100-500 м²/сут.

Питание подземных вод зоны осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков. Основной объём воды поступает во время весеннего половодья. Разгрузка их осуществляется в виде родников, а также в пруды. Дебиты родников колеблются от незначительных до 10 л/с и более.

В Иргизлинско-Карской подзоне среди известняков колчимской, михайловской и язьвинской свит наблюдается приуроченность к древним структурно-эрозионным депрессиям и сравнительно ровная закарстованная поверхность. Ограниченная мощность питания зоны определили хорошие условия питания водоносной зоны. Здесь, помимо инфильтрации атмосферных осадков, существенную роль играет боковое питание, а также потери транзитного поверхностного стока.

Основная масса потоков разгружается через аллювиальный буфер в речное русло. Родники отмечаются редко и имеют небольшие нормы.

По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным кальциевым и магниевым-кальциевым с минерализацией 0,2-0,4 г/л. На площадях, занятых населёнными пунктами, подземные воды подвержены бытовому загрязнению. Величина естественных ресурсов вод, выраженная через норму минимального стока оценивается в 3,41 л/сек.*км².

Несмотря на благоприятное геоморфологическое положение, способствующее перетоку воды из вышележащих зон трещиноватости, использование ресурсов этой зоны затруднительно из-за бытового и промышленного загрязнения р. Чусовая. Эксплуатация её естественных ресурсов возможна в объёмах, исключающих привлечения вод р. Чусовая.

В настоящее время воды зоны каптируются одиночными скважинами для хозяйственно-питьевого водоснабжения н.п. Дружинино, Новоуткинск, Староуткинск и др.

Центрально-Уральский ГМ

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских преимущественно карбонатных пород (сPZ₁)

Водоносная зона трещиноватости палеозойских преимущественно карбонатных пород развита в юго-восточной части Улсовско-Висимского района Иргизлино-Карской подзоны. Водовмещающие породы представлены среднедевонско-нижнесилурийскими известняками и доломитами с прослоями алевролитов и песчаников.

Сильно эродированная поверхность повсеместно перекрыта делювиальными песчано-глинистыми образованиями до 3-5 м. в зонах тектонических нарушений и ослабленных литологических контактах мощность рыхлого покрова повышается до 15-35 м.

Карбонатные породы зоны относятся к хорошо карстующимся. Наиболее сильно породы закарстованы с поверхности. Глубинный карст имеет форму каналов, полостей, cavern, развитых по зонам трещиноватости. Они, как правило, заполнены буроватыми глинами, заглинизированным щебнем. Отдельные карстовые полости встречаются до глубины 150 м, но, в основном, он развит до глубины 60 м.

В пределах древних карстовых впадин по карбонатным породам метелёвской свиты, заполненных водоупорными глинами, подземные воды приобретают напорный характер, причём величина напоров достигает 50 м.

Средняя мощность зоны эффективной трещиноватости оценивается в 85-100 м, достигая максимума в 131 м в зонах с локальной трещиноватостью. Зеркало подземных вод залегает на глубине 1-4 м в долинах рек и до 10-15 м, а местами до 30 м на водораздельных пространствах.

Широкое распространение имеют водообильные зоны, причём подавляющая часть их контролируется тектоническими нарушениями.

Скважины, вскрывшие известняки, имеют удельную водоотдачу 0,2-0,6 л/сек., иногда до 1-1,5 л/сек., в зонах трещиноватости эти показатели растут до 10-15 л/сек.

Приуроченность к древним структурно-эрозионным депрессиям сравнительно ровная. Закарстованная поверхность, ограниченная мощность питания зоны определили хорошие условия питания водоносной зоны. Здесь, помимо инфильтрации атмосферных осадков, существенную роль играет боковое питание, а также потери транзитного поверхностного стока.

Основная масса потоков разгружается через аллювиальный буфер в речное русло. Родники отмечаются редко и имеют небольшие нормы.

По химическому составу подземные воды зоны относятся к гидрокарбонатным кальциевым и магниевым-кальциевым с минерализацией 0,2-0,4 л/с.

Благоприятные условия питания и большая мощность зоны эффективной трещиноватости и в целом высокая проницаемость обусловили формирование в пределах зоны значительных естественных ресурсов. Величина их, выраженная через норму минимального стока оценивается в 3,41 л/сек.*км².

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных пород (sPZ₁)

Водоносная зона объединяет песчаники, туфопесчаники, туффиты, алевролиты, редко глинистые известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев Иргизлинско-Карской, Нижнеуфалейской и Салатимской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Средняя мощность коры регионального выветривания составляет 50-60 м, нередко повышаясь до 70-80 м.

Зона отличается повышенной трещиноватостью, по которой внедрились многочисленные дайки и мелкие интрузии. Средняя мощность трещиноватой зоны регионального выветривания составляет 50-60 м.

Водообильность зоны низкая и достигает максимум 0,6 л/сек. По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным магниево-кальциевым с минерализацией 0,06-0,3 г/л.

В рассматриваемой зоне пользуются распространением водообильные зоны небольшого масштаба, связанные с литологическими контактами, дайками, мелкими тектоническими нарушениями и прослоями мраморизованных известняков, ресурсы которых формируются на частных водосборах с ограниченной площадью и не превышает 5-10 л/с.

Хорошие ёмкостные способности продуктивной зоны пород обусловили формирование в пределах зоны вполне значительных естественных ресурсов. Величина их, выраженная через норму минимального стока оценивается в 0,6-1,13 л/сек.*км².

Ресурсы подземных вод зоны в настоящее время используются мало, как из-за отсутствия потребителей.

*Водоносная зона трещиноватости позднекембрийско-раннеордовикских
терригенных пород (qsc₃-O₁)*

Водоносная зона трещиноватости позднекембрийско-раннеордовикских терригенных пород объединяет метаконгломераты, метапесчаники, кварциты и метаморфические сланцы козинской и саранхопнёрской свит.

Средняя мощность коры регионального выветривания составляет 50-60 м.

Из-за неблагоприятного гипсометрического положения и высоких темпов водообмена здесь не формируется сколь-либо значительных водных ресурсов. Средневзвешенное значение модуля подземного стока для зоны не превышает 0,46 л/сек.*км².

По аналогии с окружающими зонами, подземные воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией 0,1-0,3 г/л.

Практического значения не имеет.

*Водоносная зона трещиноватости метавулканогенно-метаосадочных
пород венда (gsV)*

Водоносная зона вендских метаморфических пород включает в себя аповулканогенные и апотерригенные сланцы указарской, свиты с мелкими телами гранитоидов битимского и кенчурского комплексов.

Средняя мощность коры регионального выветривания составляет 50-60 м, нередко повышаясь до 70-80 м.

Зона отличается повышенной трещиноватостью, по которой внедрялись многочисленные дайки и мелкие интрузии. Средняя мощность трещиноватой зоны регионального выветривания составляет 50-60 м.

Водообильность незначительная и неравномерная из-за преобладания сланцевых толщ и алевролитов.

По аналогии с окружающими зонами, подземные воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниевым с минерализацией 0,1-0,3 г/л.

Практического значения не имеет.

Водоносная зона трещиноватости карбонатно-терригенных метаморфизованных пород (csRF₃-V)

Водоносная зона позднерифейско-вендских метаморфических пород включает в себя песчаники, алевролиты, аргиллиты и в основании мраморы свит верхнего протерозоя (см. таблицу). Средняя мощность коры регионального выветривания составляет 50-60 м, нередко повышаясь до 70-80 м. Зона отличается повышенной трещиноватостью.

Водопроводимость не превышает 15 м²/сут. [Ерёмина, 1963ф]. Приуроченные к ним родники имеют дебиты от незначительных до 0,5 л/сек., составляя в среднем 0,1-0,2 л/сек. Водоносность зоны из-за неоднородности литологического состава довольно пёстрая. Дебиты родников разнятся от 0,2 до 40 л/сек., фоновые укладываются в интервале 2-5 л/сек.

Естественные ресурсы подземных вод, выраженные через норму минимального стока, составляют 0,52 л/сек.*км².

Подземные воды зоны приурочены к верхней трещиноватой зоне регионального выветривания, средняя мощность которой равна 40-60 м.

Зеркало подземных вод преимущественно свободное и в общих чертах повторяет рельеф, из-за чего колебания уровня подземных вод может достигать 20-50 м.

Локализация подземного стока отмечается в зонах контактов карбонатных пород со сланцами и песчаниками. О высокой проницаемости подобных зон свидетельствуют многочисленные родники от 8 до 40 л/сек.

Условия питания подземных вод зоны весьма благоприятны. Здесь, помимо инфильтрации атмосферных осадков, значительную роль играет дренаж подземных вод зон трещиноватости песчано-сланцевых толщ, слагающих борта депрессии.

Естественные ресурсы подземных вод, выраженные через норму минимального стока, составляют 0,52-2,27 л/сек.*км².

Воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,05-0,3 г/л.

В настоящее время ресурсы зоны практически не используются из-за отсутствия потребителей, кроме п. Пальники.

Тагило-Магнитогорская СГО

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород (scPZ₁)

Водоносная зона объединяет вулканогенно-осадочные отложения перевозской свиты Кумбинской подзоны от северной рамки и далее протягивается полосой на юго-восток до рамки листа. Породы представлены известняками, глинисто-кремнистыми сланцами, туфопелитами, вулканомиктовыми песчаниками, реже базальтами и андезибазальтами с прослоями и линзами туфогравелитов, туфоконгломератов.

Водообильность зависит от степени закарстованности карбонатных пород варьируя от 0,1 л/1 до 3-5 л/с. Средняя мощность трещиноватой и закарстованной зоны составляет 80-100 м.

По химическому составу подземные воды относятся к гидрокарбонатным с минерализацией 0,2 г/л.

Водоносная зона занимает центральную часть депрессии и помимо инфильтрационных осадков, выпадающих на её территории, получает дополнительное питание за счёт дренирования подземных вод трещиноватости эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, слагающих борта депрессии.

Естественные ресурсы подземных вод зоны, оцениваемые по величине минимального среднегогодового модуля стока, колеблются в пределах 0,85-1,3 л/сек.*км².

Естественные ресурсы оцениваются в 22 л/с, однако за счёт привлечения транзитного стока р. Тагил её эксплуатационные ресурсы предварительно оцениваются в 80-100 л/сек. В настоящее время на территории водоносной зоны эксплуатируется лишь Починокское месторождение подземных вод с утверждёнными запасами подземных вод 1 тыс. м³/сут.

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских интрузивных пород среднего и кислого состава (γPZ₁)

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских интрузивных пород среднего и кислого состава выделяется в пределах небольших массивов арбатского, левинского и северорудничного комплексов. Благодаря слабой поражённости гранитоидов трещиноватостью выветривания и незначительной тектонической нарушенности центральные части массивов характеризуются минимальными значениями мощности эффективной проницаемой зоны до 20-30 м.

По аналогии с прилегающими районами обводнённость плагиогранитов незначительная. По имеющимся данным подземные воды относятся к гидрокарбонатным кальциево-магниево-натриевым с минерализацией 0,14 г/л. Естественные ресурсы подземных вод, выраженные через минимальный среднесуточный модуль стока, оцениваются до 0,2 л/сек*км²

Практического значения водоносная зона не имеет.

Водоносная зона трещиноватости раннепалеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (βPZ_1)

Водоносная зона трещиноватости раннепалеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований объединяет в различной мере метаморфизованные эффузивные и мафматические образования, слагающие Кумбинскую и Красноуральскую подзоны Тагильской мегазоны.

Литологический состав зоны неоднороден как по площади, так и по разрезу. Преобладающими породами базальтового, андезибазальтового, трахибазальтового, реже дацитового состава, туфы, туфопесчаники, зелёные сланцы; магматические образования представлены породами пироксенитами и дунитами, габбро и габбро-норитами, реже плагио- и гранодиоритами.

На водоразделах и склонах развит элювиально-делювиальный чехол мощностью до 5 м, на участках, сохранившихся кор выветривания – до 10-15 м.

Мощность проницаемой трещиноватой зоны выветривания в среднем составляет 30-50 м, увеличиваясь до 80-100 м в местах разрывных нарушений и по тектоническим нарушениям внутри массивов. Воды преимущественно безнапорные. На возвышенных участках рельефа, уровни подземных вод залегают на глубине до 37 м, на участках с пологими формами рельефа и в долинах фиксируется на глубине от 1 до 12 м.

По аналогии со смежными районами разными авторами [Герасименко, 1974; Беляев, 1973] отмечается водопроницаемость зоны вне разрывных нарушений, которая не превышает 10 м²/сутки, повышаясь в зонах контактов интрузий. В тектонических зонах водопроницаемость, может достигнуть 150 м²/сутки. Фоновая обводнённость зоны незначительная, имеющая удельную производительность коллекторов менее 0,1 л/сек.

Разгрузка подземных вод осуществляется в речную сеть. Дебиты родников варьируют от 0,1-0,5 л/сек до 1-2 л/сек, повышаясь в зоне региональной трещиноватости.

В речных долинах зона, обычно, фильтрационно-экранирована глинистым делювием и аллювием. Поэтому родниковая разгрузка имеет преимущественно рассредоточенный характер в виде мочажин, мелкоструйчатых сечений, заболачивающих поймы. Основная

масса родников имеет дебит, не превышающий 0,5 л/сек. При пересечении долинами водообильных зон отмечаются родники с дебитами до 1-3 л/сек.

Подземные воды характеризуются гидрокарбонатным кальциевым и магниевым составом. Минерализация колеблется от 0,1 до 0,3 г/л. В районах населённых пунктов подземные воды загрязнены азотистыми соединениями, хлоридами и сульфатами.

Естественные ресурсы бассейна, оцениваемые по величине минимального среднегодового модуля стока, колеблются в зависимости от конкретной гидрогеологической обстановки в пределах 0,82-1,7 л/сек.*км². На большей части площади он имеет показатель 0,85 л/сек.*км², имея максимальные значения в тектонически напряжённых, насыщенных мелкими индустриями районах, но в пределах Верх-Нейвинского массива опускается до 0,11-0,2 л/сек.*км².

Ресурсы подземных вод используются небольшим объёмом. На их базе осуществляется водоснабжение ряда мелких потребителей в городах Первоуральск, Ревда, а также в пос. Починок.

*Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских интрузивных пород
основного состава (vPZ₁)*

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских интрузивных пород основного состава включает в себя породы магматических комплексов в пределах Западно- и Восточно-Тагильской СФЗ, где образует самостоятельные массивы, либо вместе с ультрабазитами слагают крупные массивы габбро-перидотитовой формации.

Грунтовые воды приурочены к верхней трещиноватой зоне, которая в среднем распространяется до глубины 30-40 м, возрастая до 80-100 м в пределах окраинных зон габбровых массивов и нередко по тектоническим нарушениям внутри массивов. Зеркало грунтовых вод повторяет рельеф, располагаясь на глубине от первых метров в долинах рек до 10-15 м в приводораздельных участках.

По аналогии со смежными районами водопроницаемость горных пород в целом составляет 1-10 м²/сут. В тектонически ослабленных зонах водопроницаемость возрастает до 132 м²/сут.

Обводнённость незначительная. Удельная производительность пород обычно связана с тектоническими нарушениями и с окраинными зонами массивов, повышаясь до 7,2 л/сек.

Разгрузка подземных вод осуществляется в долинах местной речной сети, причём преобладает подрусловая нагрузка. Родниковый сток составляет 2-3 % от объёма общего стока. Дебиты родников не превышают 0,5 л/сек.

Подземные воды характеризуются гидрокарбонатным магниево-кальциевым составом. Минерализация колеблется от 0,1 до 0,3 г/л. В районах населённых пунктов подземные воды загрязнены азотистыми соединениями, хлоридами и сульфатами.

Естественные ресурсы подземных вод неравнозначны по своей величине для отдельных массивов. Модуль нормы минимального зимнего стока для ревдинского габбрового массива – 1,17 л/сек*км². В целом ресурсы подземных вод в его пределах составляют 143 л/сек. Минимальные значения модуля подземного стока, не превышающие 0,24 л/сек*км² характерны для габбро Верх-Нейвинского и Тагильского массивов, где они имеют небольшие площади развития и слагают возвышенности, которые являются областями питания для смежных подразделений, занимающих более низкое гипсометрическое положение.

В настоящее время эти ресурсы подземных вод используются в небольшом объёме. На их базе осуществляется водоснабжение ряда мелких потребителей в гг. Ревда и Первоуральск.

При постановке разведочных работ на воду наибольший практический интерес представляют водообильные зоны, где сосредоточенным водозабором можно каптировать до 5-10 л/сек.

*Водоносная зона трещиноватости среднеордовикских интрузивных пород
ультраосновного состава (σO_2)*

Водоносная зона трещиноватости среднеордовикских интрузивных пород ультраосновного состава включает в себя слабо изменённые породы ультраосновного состава, слагающие Верх-Нейвинский массив.

Эти породы хорошо препарируются избирательной эрозией и прослеживаются в рельефе глубоко расчленёнными грядами возвышенностей. По этой причине глубина залегания зеркала подземных вод испытывает резкие колебания, достигая 20-50 м.

По аналогии со смежными районами [Герасименко., 1971ф, Беляев, 1973ф] можно предположить, что средняя мощность продуктивной зоны составляет 30-40 м.

Породы обводнены неравномерно и незначительно. Менее всего обводнена центральная часть массива. В смежных районах дебиты скважин, пройденных на подобных участках, не превышают 1 л/сек при максимальных понижениях [Герасименко, 1971].

Повышенная обводнённость пород зоны носит локальной и связана с приконтактной зоной, которая часто трещиновата, достигая значений 4,4 л/сек.

Разгрузка подземных вод осуществляется в речную. Сеть. Дебиты родников варьируют от 0,1-0,5 л/сек до 1-2 л/сек, повышаясь в зоне региональной трещиноватости.

Подземные воды имеют гидрокарбонатный магниевый или кальциево-магниевый состав. Минерализация колеблется в пределах 0,1-0,3 л/сек.

Естественные ресурсы подземных вод, выраженные через минимальный среднегодовой модуль стока, оцениваются в 0,11-0,2 л/сек*км². Глубокая расчленённость массива обуславливает почти полную сработку подземных вод в меженные периоды.

В настоящее время подземные воды зоны трещиноватости не используются.

В виду незначительных ресурсов особых перспектив водоносная зона трещиноватости перспектив не имеет. В центральной части его можно отбирать одиночными скважинами не более 1 л/сек. Несколько более перспективной для поисков подземных вод является зона контакта массива с вмещающей вулканогенно-осадочной толщей.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Основные факторы антропогенного воздействия на ГС: предприятия тяжёлой промышленности, карьеры по добыче промышленных и строительных материалов и их отвалы, автомобильные и железные дороги, различные населенные пункты, сельскохозяйственные производства и угодья, искусственно изменяющие природные объекты (рельеф, почву, растительность и т. п.) и провоцирующие различные неблагоприятные геологические процессы, не характерные для ненарушенной среды. Результаты антропогенного воздействия на природные ландшафты носят очаговый характер и связаны с реками Чусовая, Утка, Бисерть и Ревда.

По типу растительности большая часть территории относится к **горно-таежному** типу ландшафтов с коренными пихтово-еловыми и елово-пихтовыми травяно-кустарничковыми лесами. Эти леса в результате антропогенного воздействия на большей части территории сменились на производные хвойно-мелколиственные леса. Коренные хвойные леса сохранились ограниченно. В подчиненных объемах распространены сосновые и лиственнично-сосновые леса. В западной трети территории выделяются в северной части **южно-таежный**, а в южной - смешанный **хвойно-широколиственный** типы ландшафтов [Бороздина, 2020]. Согласно схеме геоморфологического районирования Урала [Госуд. Геолкарта О-40] площадь листа О-40-XXX находится в пределах следующих геоморфологических районов: Юрюзано-Сылвинская депрессия (I^4_1), приподнятые горные массивы Среднего Урала (II^1_2), западный склон и предгорья Среднего Урала (II^1_1), осевая часть Среднего Урала (II^2_1). Эти наиболее крупные формы рельефа легли в основу ландшафтного районирования и построения эколого-геологической схемы. По совокупности геоморфолого-ландшафтных критериев выделяются следующие подразделения: средневысотные горы (1); низкие расчленённые горы, кряжи (2); аккумулятивные равнины (3); долины крупных и малых рек (4); техногенно-измененные (5) и техногенно-образованные (6) ландшафты.

Ландшафт средневысотных гор (1) занимает северо-восточную часть листа и занимает территорию приподнятых горных массивов Среднего Урала (II^1_2). Здесь находится посёлок Половинный и небольшое количество сельскохозяйственных угодий, а также дражный полигон по р. Восточный Шишим. Территория, в основном, залесена. Средневысотный рельеф развит на северо-востоке района работ на магматических (интрузивных телах Платиноносного пояса), с которыми связаны природные аномалии Ni, Cr, W, Co с коэффициентом $Z_c > 16$ и Cr, Ni, W, Sr, Co, Cu с коэффициентом $Z_c > 32$, зеленокаменных толщах ордовика и силура Тагильской мегазоны. Крутые склоны покрыты коллювиально-десерпционными образованиями. Характерно незначительное распространение

осадков мезозоя и кайнозоя. В течение неотектонического этапа произошло поднятие территории на 200-300 м. На территории ландшафта средневысотных гор располагается Ивдельско-Тагильская эрозионно-структурная депрессия, выраженная в рельефе. Почвы горно-буро-таёжные, глеево-подзолистые. Леса пихтово-еловые с примесью сосны и кедра.

Ландшафт низких расчленённых гор (2), кряжей занимает большую часть листа и располагается на территории западного склона и предгорья Среднего Урала (Π_1^1) и осевой части Среднего Урала (Π_1^2). Ландшафт занимает большую часть площади имеет субмеридиональную ориентировку с абсолютными отметками 500-600 м. Расположен в пределах Тагильской и Западно-Уральской мегазон на вулканогенно-осадочных, интрузивных, терригенно-карбонатных, карбонатных породах широкого временного периода от рифея до карбона. На площади развития рифогенных известняков широко развиты карстовые воронки, провалы, пещеры. Водораздельные гряды и отдельные возвышенности разделяются речными долинами. Величина неотектонических поднятий не превышает 180-250 м. Здесь располагаются четыре эрозионно-структурные депрессии: Чусовская, Вишерско-Висимская, Демидская, Ревдинско-Шишимская, выраженные в рельефе. Почвы горные, лесные, подзолистые. Преобладают елово-пихтовые леса с широким распространением вторичных елово-берёзовых горно-таёжных лесов. Наблюдаемыми на территории района экзогенными геологическими процессами являются карст и заболачивание. Также наблюдается пять геохимических аномалий природной, природно-техногенной и техногенной природы с коэффициентом $Z_c > 32$ и 176,8 в районе СУМЗа (Среднеуральский медеплавильный завод) в г.Ревда и в районе Магнитки в г. Первоуральск. Изолинии радиоактивных аномалий с $R > 12$ мкР/ч были отстроены по данным предшественников при подготовке геофизической основы [Литвинова, 2021]. Множество вырубов, значительные площади в долинах рек Чусовая, Черемша, Утка заняты сельскохозяйственными угодьями.

Ландшафт аккумулятивных равнин (3) занимает крайнюю западную часть листа. Рельеф аккумулятивной равнины занимает западную часть района работ и имеет абсолютные отметки рельефа 300-400 м. Охватывает площадь развития нижнепермских терригенных образований. Представляет собой уплощённые поверхности, но встречаются гористые участки и возвышенности (г. Малиновая - 529 м и др.). Величина неотектонических поднятий составила 160-180 м. Здесь располагаются части двух эрозионно-структурных депрессий: Чусовская и Демидская, слабо выраженных в рельефе. Почвы горно-подзолистые, таёжные. Развиты широколиственно-хвойно-таёжные леса (пихта, ель, липа, клён). Наблюдаемым на территории листа экзогенным геологическим процессом

является речная эрозия. Значительные площади заняты сельскохозяйственными угодьями и вырубам.

Ландшафт долин крупных и малых рек (4) представляет собой комплекс первой и второй надпойменных террас (нередко цокольные). В долинах крупных рек Чусовая, Черемша, Ревда прослеживаются высокие террасы (исетская и уфимская). Аллювиальные отложения террас представлены галечниками, песками, суглинками. Реки района работ, в основном, зарегулированы системой прудов и водохранилищ. Почвы в долинах рек, в основном, луговые, лугово-болотные. Растительность лугово-кустарниковая, лесная. Наблюдаемым на территории района экзогенным геологическим процессом является речная эрозия.

Техногенно-измененные ландшафты (5) представляют собой промышленные и селитебные зоны, пронизанные сетью линейных коммуникаций (железных дорог, автомагистралей, трубопроводов, линий электропередач и т.д.).

Техногенно-образованные ландшафты (6) представляют собой карьерные поля, отвалы и отстойники.

В целом, для рассматриваемого района характерно чередование «открытых» ландшафтов низких гор и увалов с относительно маломощным чехлом рыхлых отложений и «закрытых» ландшафтов, характерных для межгорных депрессий, где коренные породы и коры выветривания погребены под слоем аллохтонных наносов. При этом, несмотря на генетическую однородность рыхлых (в основном четвертичных) наносов, в верхних горизонтах почв заметно проявляется металлогеническая специализация коренных пород, что отчетливо видно на эколого-геологической схеме, где выделены природно-техногенные и техногенные аномалии. Поверхностные и грунтовые воды межгорных депрессий обладают невысокой минерализацией и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевым составом. Содержание Cu, Zn и других элементов в грунтовых водах в 1,5-2,0 раза выше, чем в поверхностных.

Техногенные (техногенно-образованные) ландшафты характеризуются существенными нарушениями природных зон (отстойники, свалки, отвалы пород и др.). Естественный режим многих рек района нарушен в результате создания на них прудов, водохранилищ. Наиболее крупными являются: Ревдинское, Староуткинское, Бисертское, Новоуткинское, Первоуральское, Билимбаевское, Нязепетровское водохранилища. Пруды (Нижнесергинский, Верхнесергинский, Мариинский) и водохранилища, расположенные в промышленных зонах, довольно сильно загрязнены. Содержание микрокомпонентов в их водах превышает 5 ПДК (р/х). На территории района имеются два крупных действующих водовода: Нижние-Серги – Первоуральск и Нязепетровск–Екатеринбург. Население

района распределено неравномерно. Сосредоточено оно, в основном, в городах и рабочих поселках в южной половине площади. Северная часть листа заселена слабо. Занятость населения в сельскохозяйственном производстве незначительна. Прежде всего, это пригороды крупных населенных пунктов (города Первоуральск, Ревда, Нижние-Серги, поселки Атиг, Билимбай, Бисерть, Кузино). Поверхностные воды малых рек за счет стоков с ферм и сельскохозяйственных предприятий загрязнены нитратами, аммиаком, пестицидами. В целом, промышленные и сельскохозяйственные центры, транспортные магистрали в значительной степени определяют экологическую обстановку рассматриваемой территории.

Геодинамическая и геохимическая обстановка

Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафтных подразделений отражена в зарамочном оформлении геологической карты дочетвертичных образований. К категории 1а относятся наиболее геодинамически и геохимически устойчивые водораздельные пространства и приводораздельные склоны, сложенные прочными скальными породами; к категории 2а относятся геодинамически средне- и геохимически устойчивые водораздельные пространства и приводораздельные склоны, сложенные карбонатно-терригенными породами перми; к категории 2б относится большая часть территории, не подвергающейся серьёзному загрязнению и речной эрозии; к категории 1в относится небольшой участок геодинамически устойчивой местности в области распространения промышленного загрязнения городов Первоуральск и Ревда; к категории 2в относятся селитебные территории пгт Билимбай, городов Первоуральск и Ревда, подвергающиеся промышленному загрязнению, речные долины крупных и малых рек из-за речной эрозии и небольшой защищенности от загрязнения промышленными стоками; к категории 3в относятся заболоченные участки, межгорные котловины, впадины, депрессии..

Оценка эколого-геологической опасности

Опробованием установлены очаги с высоким показателем загрязнения почв и донных отложений металлами, поэтому области с высоким показателем $Z_c > 32$ были отнесены к категории «кризисная», а с показателем $Z_c > 128$ и развитой тяжёлой промышленностью – «катастрофическая». К категориям «благоприятная» и «удовлетворительная», относятся относительно слабоосвоенные территории с низким показателем Z_c . Их площадь характеризуется слабой антропогенной нагрузкой. Ландшафт сохраняет здесь свое практически естественное состояние; породы относительно устойчивы к загрязнению и различным негативным ЭГП; источники загрязнения имеют в основном природное происхождение, а концентрации вредных примесей не превышают 32 ПДК; растительность нейтрализует вредные воздействия; ландшафты геохимически и геодинамически

относительно устойчивы. Все это позволяет дать хорошую оценку территории. Горные и предгорные территории относятся к благоприятным по условиям воздействия на геоэкологическую среду. Неблагоприятными ЭГП можно считать лишь речную эрозию, карст, а также незначительное заболачивание. Напряженное состояние геологической среды определено для селитебной территории, обладающих низкой геохимической и геодинамической устойчивостью в связи с загрязненностью их почв, поверхностных вод и донных осадков металлами, соответственно Zc 16 - 32 в сочетании низким антропогенным воздействием.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Второе издание листа 0-40-XXX Среднеуральской серии Госгеолкарты-200 отличается от предыдущего расширенным комплектом карт и схем, составленных на компьютерной основе с учетом современных представлений о геологическом строении Урала. При составлении карт учтены новые фактические данные, полученные за последние сроки лет, и сведения о текущем состоянии запасов полезных ископаемых, дана их прогнозная оценка.

Изучено строение основных зон тектонических нарушений, определен их характер и последовательность формирования структуры площади.

В составленном комплекте, со всей определенностью, отображено складчато-надвиговое строение Западно-Уральской мегазоны и природа образований Бардымско-Киргизшанской аллохтонной структуры, сложное тектоническое строение Уфалейского тектонического блока, состоящего из Билимбаевской дислокационной зоны, Центральноуфалейского и Восточноуфалейского блоков.

Применив в ходе проведенных геологических исследований современные возможности палеонтологического обоснования возраста стратифицированных образований, современные методы изотопного датирования, авторам удалось биостратиграфически обосновать практически все стратоны и получить новые данные о возрасте интрузивных комплексов, которые приводились в Легенде на основании опосредованных данных.

На геологической карте дочетвертичных образований с учетом нового фактического материала тематических работ 2000-2002 годов [Анцыгин, 2002] и собственных наблюдений уточнены границы распространения каменноугольных и девонских отложений Полудовско-Чусовского района, уточнены состав, строение и контакты такатинской свиты нижнего девона в Михайловско-Вайгачской и Иргизлинско-Карской подзонах, выделена Салатимская подзона, протягивающаяся от д. Починок на севере и до верховий р. Чёрной на юге, представленная разрезом саранхапнёрской и хомасьинской свит, имеющих стратиграфический контакт с постепенным переходом. Последняя имеет надёжное биостратиграфическое обоснование по конодонтам. Ранее образования, составляющие Салатимскую подзону, относились к куртинской свите верхнего рифея (нижней и верхней подсвитам) без каких-либо оснований. В Билимбаевской дислокационной зоне на основании вновь полученного вещественного и биостратиграфического материала выделена билимбаевская толща O_3-S_{1bl} в основании разреза Улсовско-Висимского района Иргизлинско-Карской подзоны. Состав, стратиграфическое положение, тектоническая позиция, границы и площади развития толщи изучены достаточно подробно. В составе толщи выделяются две литологические пачки, связанные между собой

постепенными переходами. Западная полоса распространения толщи имеет существенно карбонатный состав с подчинённой ролью терригенного и пирокластического материала, а восточная часть – существенно терригенная с подчинённым количеством карбонатного и пирокластического материала. Обе литологические пачки имеют надёжное биоостратиграфическое обоснование.

В составе Зилаиро-Лемвинской СФЗ выделяются Киргишанский изолированный район состоящий из четырёх вулканогенно-осадочных подразделений, принципиально отличающийся от бардымского изолированного района охарактеризованного двумя существенно кремнистыми подразделениями ниже-среднедевонской маяктаусской толщи и средне-верхнедевонской корсаковской свиты. Оба эти района находятся в Бардымско-Киргишанской аллохтонной структуре. Иное положение занимают соседствующие подзоны Нижнеуфалейская в составе терригенной козинской свиты ($\text{Є}_3\text{-O}_{1\text{kz}}$) и вулканогенно-осадочной малыгинской свиты ($\text{O}_{2\text{-3ml}}$) и Салатимская в составе терригенной саранхапнёвской ($\text{Є}_3\text{-O}_{1\text{sr}}$) и вулканогенно-осадочной хомасьинской ($\text{O}_{1\text{-2hm}}$) расположенные в восточной части Уфалейского тектонического блока (Центральноуфалейский и Восточноуфалейский складчатые блоки). Уточнён возраст указарской свиты по цирконам из кварц-серицитовых сланцев, который составляет $567,4 \pm 4,7$ млн. лет, что соответствует границе верхнего и нижнего венда. Достаточно хорошо изучены мариинский, качканарский, северорудничный и левинский комплексы. В связи с большой вторичной изменённостью пород комплексов, не удалось отобрать чистые монофракции для Sm-Nd и Rb-Sr изотопии, поэтому датировки с большой погрешностью и, скорее, отражают возраст метаморфизма пород комплексов. Установлен возраст по цирконам из кварцевых диоритов второй фазы левинского комплекса, соответствующий верхнему силуру. Изучен состав и установлен возраст хомутовского комплекса. В Легенде СУ серии он отнесен к нижнему карбону, нами установлен нижнесилурийский возраст хомутовского комплекса ($435,5 \pm 5,9$ млн. лет) по цирконам из граносиенитов Омутнинского массива. Изучен состав, откартированы малые тела и установлен возраст по цирконам из гранитоидов битимского комплекса, составляющий $584,9 \pm 6,7$ млн. лет (нижнего венда), что соответствует легендам СУ и Уральской серий.

В связи с большим распространением рассланцованных пород в центральной и восточной части листа изучался метаморфизм этих образований. Установлены две основные фации метаморфизма. В целом по листу: в центральной части листа – зеленосланцевая и в восточной – зеленосланцевая и участками – эпидот-амфиболитовая. Наложённым на метаморфические образования ранних этапов является дислокационный метаморфизм приуроченный к крупным региональным тектоническим структурам.

Вместе с тем, остались нерешенными некоторые вопросы. В связи с плохой обнажённостью, несохранившимся керном большого объёма бурения предшествующих ГРП и невозможностью отличия литологически схожих кварцевых песчаников различных стратонов остаётся дискуссионным картирование такатинской свиты в восточном обрамлении Каменногорского блока. Нерешенными остаются вопросы, касающиеся расчленения и возраста части интрузивных образований битимского и чусовского комплексов. Сравнительный анализ петрохимических характеристик битимского и чусовского комплексов (с оговоркой что выводы базируются на весьма ограниченном материале) позволяет сделать следующие выводы:

1. Гранитоиды битимского комплекса относятся к железистым щелочным и известково-щелочным разностям, в отличие от магнезиальных преимущественно известковистых и щелочно-известковистых гранитоидов чусовского комплекса.
2. На дискриминационных диаграммах Nb-Y, Ta-Yb, Rb-(Y + Nb), Rb-(Yb + Ta) Дж. Пирса гранитоиды битимского комплекса устойчиво располагаются в областях внутриплитных гранитов, в отличие от гранитоидов чусовского комплекса, располагающихся в областях гранитов вулканических дуг.

Исходя из этих соображений и с учетом мнения В.В. Парфенова о комагматичности гранитоидов чусовского комплекса кислым метавулканитам указарской свиты (что в целом вписывается в изложенное выше), логично предполагать близкий возраст чусовских гранитоидов и вмещающих пород указарской свиты. Битимский же комплекс, учитывая его «внутриплитность», следует отнести к более поздним образованиям, внедрение которых происходило в консолидированную плиту. Аналогичной позиции придерживается и Е.А. Успенская, указывая, что: «В свою очередь, они (гранитоиды чусовского комплекса) прорваны и мигматизированы гнейсогранитами битимского комплекса». В таком случае возникает необходимость проверки степени надежности определения возраста этих комплексов и дополнительных определений.

На карте четверичных образований нашли отражение 24 стратогена, позволивших с достаточной полнотой осветить многообразие континентального осадконакопления за четвертичный период. В результате обработки фактического материала составлен комплект схем масштаба 1:500000: эколого-геологическая схема, позволяющая дать оценку состояния геологической среды территории и геоморфологическая схема, отражающая происхождение рельефа, его морфологию, возраст и связь рельефа с геологическим строением и неотектоническими движениями.

На карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения показаны важнейшие месторождения, проявления и пункты минерализации. Выделены основные

геологические критерии и поисковые признаки обнаружения полезных ископаемых. Проведено минерагеническое районирование территории. Дана сводка балансовых запасов руд по состоянию на 1.01.2023 г. и выполнена прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых. В пределах территории прогнозируется три рудных узла на золото, платину, хромиты. Ресурсный потенциал может составлять россыпного золота 0,215т, платины 0,215 т, хромитов 1,1 млн.т. Вместе с тем, остаются нерешенными некоторые вопросы, касающиеся минерагенического районирования. Необходимо выявить коренные источники золота и платины в пределах Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоны. Дальнейшее открытие месторождений возможно за счет постановки на перспективных площадях планомерных геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 в комплексе с общими поисками.

В результате исследований уточнена прогнозная оценка территории на железо, хромиты, редкие металлы, медь, благороднометальное оруденение. Даны рекомендации по дальнейшему освоению ресурсов территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

О п у б л и к о в а н н а я

Аблизин Б.Д., Ключина М.Л., Курбацкая Ф.А. и др. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. М., Наука, 1982.

Ананьева Е.М. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Урала.- В кн.: Геологическое развитие и металлогения Урала. М., 1981.

Анцыгин Н.Я., Брейвель И.А., Варганов В.Г. и др. Пограничные отложения между ордовиком и силуром на Среднем Урале и прилегающей части Северного Урала и их палеонтологическая характеристика. - В кн.: Материалы по палеонтологии Урала. Свердловск, 1970, с.3-13.

Баданин И.Ю., Малич К.Н., Мурзин В.В., Хиллер В.В., Главатских С.П. Минералогическо-геохимические особенности платиноидной минерализации Верх-Нейвинского дунит-гарцбургитового массива (Средний Урал, Россия). Ежегодник-2012. Труды ИГГ УрО РАН, выпуск 160, 2013, с.188-192.

Белковский А.И., Лохтина И.Н. Уфалейская клинопироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевая ассоциация. -В кн. :Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1979, с. 63-88.

Белковский А.И., Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В., Удачин В.Н., Коновалова Е.В. Новые данные по минералогии и петрогеохимии щелочных пород козлиногорского комплекса (Уфалейский блок, Средний Урал). Вестник Пермского Университета т. 17 №4 20018 .

Берзин С.В., Червяковский В.С. U-Pb возраст цирконов из комплекса параллельных даек в блоке офиолитов в структуре Ревдинского массива Платиноносного пояса Урала. Литосфера, 2021, том 21 №6, с.849-866.

Бороздина Г. Н., Иванов К С., Богоявленская В. М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 153 с.

Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.

Варганов В.Г., Шурыгина М.В. Силур в районе Билимбая на западном склоне Среднего Урала. Советская геология, №4,1961.

Гарань И.М., Постоялко М.В. К стратиграфии средневизейских отложений на западном склоне Среднего Урала. Тр. ППИ , сб.: Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь, 1974.

Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М., 1999. (МПР РФ, ЦРГЦ, МГУ). 523 с.

Гилева Н.П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXX. Объяснительная записка. Свердловск, 1989.

Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. Сб. Кора выветривания, вып.6., из-во АН СССР, 1963.

Глазырина Н.С. Геолого-экологическая карта масштаба 1:500 000 Свердловской и Курганской областей. -Екатеринбург, 1998, с.90.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-40 (Пермь). //Санкт Петербург, 2014.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание) Серия Пермская. Лист О-40-XXIV (Нижний-Тагил) Авторы Южаков И.Г., Топорков В.Я., Жиганов А.А., Генералов В.И.. Екатеринбург. 2000.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание) Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым) Авторы Петров Г.А., Ильясова Г.А., Тристан Н.И. Екатеринбург. 2009.

Грабежеев А.И., Карагодин С.С., Чашухин В.А. и др. Геохимия метасоматитов щелочных и субщелочных интрузивных комплексов западного склона Среднего Урала. Свердловск, 1982. 57 с.

Громов В.Н. Палеонтолого-стратиграфическое изучение террас в низовьях р. Чусовой (Урал). БКИЧП, № 11, Из-во М., 1948.

Грязнов О.Н. Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. – М.: Недра, 1992. -256с.

Живкович А.Е., Горева Н.В. Стратиграфия пограничных отложений силура и девона западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., № 7, 1976.

Живкович А.Е., Чехович П.А. Палеозойские формации и тектоника Уфимского амфитеатра. М., 1985.

Живкович А.Е., Чехович П.А. Структура центральной части Уфимского амфитеатра (Средний Урал). Геотектоника, 1986, №2, с.67-84.

Зенков И.И., Червяковский Г.Ф. Новые данные по стратиграфии и структуре зеленокаменной полосы Среднего Урала. - В сб.: Ежегодник, 1982. Инф. материалы. Ин-т геол. и геохим. Уральск. Науч. Центр АН СССР. Свердловск, 1983.

Иванов К.С. Вулканизм Бардымской структурно-фациальной зоны Среднего Урала. Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1983, с.13-15.

Иванов К. С. Структурно-тектонические и геодинамические исследования на Урале. 100 лет геологического картографирования на Урале // Сб. статей. Екатеринбург: Уральский Комитет по геологии и использованию недр, 1997. С. 124-143.

Иванов К. С., Пучков В. Н. Структурно-формационные зоны Уральского складчатого пояса: обзор данных и развитие новых идей. Геотектоника, 2022, №6, с. 78-113.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Урал. унив., 1997. 488 с.

Камалетдинов М.А. Шарьяжи Уфимского амфитеатра. Геотектоника, 1971, №5, с.45-52.

Клюжина М.Л. Характер сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала в позднем кембрии-раннем ордовике. - В сб.: Метаморфизм и тектоника западной зоны Урала. Свердловск, 1984.

Коротеев В. А., Нечухин В. М. Современное состояние проблемы соотношения магматических и метаморфических процессов с геодинамикой формирования складчатых систем // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрографического совещания. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. Ч. 1. С. 19-22.

Круглов М.В. Отложения артинского яруса между станциями Бисерть - Кузино. - Тр. геол. ин-та АН СССР. Т.Ш, 1933, с.111-126.

Легенда Средне-Уральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание). Составили Шалагинов В.В., Стефановский В.В. УГЭ, Екатеринбург, 1998.

Легенда Средне-Уральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе издание, актуализированная версия). Составили Шалагинов В.В., Стефановский В.В. УГЭ, Екатеринбург, 2002.

Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (актуализированная версия). Составили Жданов А.В. и др. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2009.

Мизенс Г.А., Чувашов Б.И. Нижнепермские олистостромы на западном склоне Среднего Урала. - В кн.: Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск, 1980.

Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., №2, 1967, с.51-64

Младших С.В. Верхний докембрий Среднего и Северного Урала. - В кн.: Стратиграфия рифея. Тр. ГИН АН СССР, вып.377. М., Наука, 1983.

Мосейчук В. М., Тевелев А. В., Михайлов И. Г., Гусев А. В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXXVI (Нязепетровск). Объяснительная записка

Мурзин В.В., Кисин А.Ю., Мамин Н.А. Проявление демантоида в альпинотипных гипербазитах Верх-Нейвинского массива (Средний Урал) и их генезис. //Ежегодник-2002. Екатеринбург: ин-т геологии и геохимии УрО РАН. 2002.

Нейман-Пермякова О.Ф. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Среднего Урала. Тр. СГИ, вып. V, 1940, с 98-109.

Сигов А.П., Шуб В.С. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. Свердловск, 1981.

Паталаха Е.И., Смирнов А.В. Тектонофациальный анализ. //Структурный анализ при палеодинамических реконструкциях. //Москва, 1994. С. 150-254.

Пермяков В.В. Новые данные к вопросу о стратиграфическом положении уткинской свиты в разрезе верхнего палеозоя западного склона Среднего Урала. Тр. Свердловского горн. ин-та, вып. 5, 1940.

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Маслов А.В. Новые данные о возрасте магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта. Доклады Академии Наук, 2007, т.414 №4 с. 1-5.

Плюснин К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. //М., Недра, 1985. 200 с.

Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозонах Лавразии. Научные доклады, вып. 9АН СССР Коми, Сыктывкар, 1974.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфитеатра. НД ЧНЦ АН СССР. Свердловск, 1982, с. 1-59.

Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования // Ежегодник-2018, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 166. 2019. С. 158–164.

Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Родионов Н.В., Юдин Д.С. Верхний возрастной предел формирования Омутнинского платиноносного массива на Среднем Урале по данным U-Pb и $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ датирования жильных габброидов и горнблендитов. Материалы VIII Российской конференции по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург, 2022.

Пушкарёв Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Возраст горнблендитов и экзоконтактовых метаморфических пород Первоуральского титаномагнетитового

месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования. Ежегодник-2018, Труды ИГГ УрО РАН, выпуск 166, 2019, с. 158-164.

Решитко В.А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение. В сб. Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т.1. Изд. УФАН СССР, Свердловск, 1963.

Розова А. В., Розов С. Н. Трилобиты Алтае-Саянского бассейна и его связи с другими бассейнами в раннем и среднем ордовике // В сб.: Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобассейны и их обитатели. Новосибирск: Наука, 1985. С. 17-35.

Ронкин Ю.Л., Семёнов И.В., Пучков В.Н. Rb–Sr- И ^{147}Sm – ^{143}Nd -систематика габбро и долеритов из фрагментов офиолитовой ассоциации Среднего Урала. Доклады Академии Наук, 2017, том 477 № 2, с. 204-210.

Румянцева Н.А. Трахибазальтовые формации. - В кн.: Магматические формации СССР. Т.1. Л., Недра, 1979.

Румянцева Н.А. Формации натриевых базальтов. - В кн.: Магматические формации СССР. Т.1. Л., Недра, 1979.

Румянцева Н.А. Щелочной вулканизм западного склона Урала. - В кн.: Доордовикская история Урала. НД УНЦ АН СССР. Свердловск, 1980.

Смирнов Г.А. Уфимский амфитеатр. Ч.Г Стратиграфическое описание. - В кн.: Уральский филиал АН СССР. Гор-геол. ин-т, вып.25. 1956, 174 с.

Смирнов Ю.Д. Выйская свита. Стратиграфический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1956.

Соболев И.Д. Геологическая карта Урала М 1:200 000. Листы 0-40-XXX, XXXУ1. 1966.

Стефановский В.В. Четвертичная система. В сб.: Проблемы стратиграфии Урала. Свердловск, из-во ИГГ УрО АН СССР, 1990, с.37-95.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), принятые IV Уральским стратиграфическим совещанием. Екатеринбург, 1993.

Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). Четвертое Уральское межведомственное совещание. Екатеринбург, АОЗТ, УГСЭ, 1997.

Фредерикс Г. Верхний палеозой Западного склона Урала. Труды главного геолого-разведочного управления ВСНХ СССР, выпуск 106. Москва-Ленинград. 1932.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхний палеозой окрестностей пос. Бисерти.- Верхнепалеозойские терригенные отложения Урала. Труды Ин-та геологии и геохимии Урал, фил. АН СССР, вып.88, 1970.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В. Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. М., Наука, 1973, с.192.

Чувашов Б.И. Верхний карбон Урала (стратиграфия и фации). //Свердловск:УНЦ АН СССР, 1985. 75 с.

Шардакова Г.Ю. Гранитоиды Уфалейского блока: геодинамические обстановки, возраст, источники, проблемы. Литосфера № 4, 2016, стр. 133-137.

Шардакова Г.Ю. Новые данные о Rb-Sr возрасте гранитов возрасте гранитов Никольского массива (Уфалейский блок). Литосфера, 2015 № 4 с. 93-98.

Шардакова Г.Ю. Новые данные по геохимии и изотопии цирконов из раннекембрийских гранитов Уфалейского блока (Средний Урал): шаг к корректировке геодинамических представлений. Литосфера, 2022, т.22, № 1 с.55-74.

Шардакова Г. Ю., Червяковская М. В. Венд-кембрийские гранитоиды Уфалейского блока (Средний Урал): новые изотопные данные, состав субстрата, потенциальная рудоносность. Изв. Уральского государственного горного университета, 2(58), с. 48–63. Екатеринбург, 2020.

Щербаков О.А., Щербакова М.В. К стратиграфии средне-верхнекаменноугольных отложений западного склона Среднего Урала. Тр.ППИ, сб.ХХIII, 1966, с.173-187.

Щербаков О. А. и др. О стратиграфии нижнекаменноугольных отложений западного склона Урала. - В сб.: Геология и полезные ископаемые карбона Западного Урала. Тр.ППИ №38. Пермь, 1969.

Шуйский В.П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. М., Наука, 1973.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Силурийская островная дуга Урала: структуры, развитие геодинамики // Геотектоника, 1995. № 6. С. 32-44.

Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105-120.

Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. //Henderson P. (ed.). Rare earth element geochemistry. Elsevier, 1984. P. 63-11.

Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et. al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001a. V. 42. P. 2033–2048.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks //J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956—983

Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in the oceanic basins* (Saunders A D., Norry M. J. Eds), Geol. Soc. Spec. Publ. №42. 1989. P. 313-345.

Ф о н д о в а я

Аблизин Б.Д., Курбацкая Ф.А. Сводная геологическая карта бассейна р.р. Чусовой, Вижай, Койвы, Сылвица, Серебрянка, Межевая Утка и бас.р.Туры, Б.Именная, М.Именная, Тура Долгая. Отчет Серебрянской геологосъемочной партии за 1961-65 г.г. 1966, ВГФ, №30011.

Аверкин Ю.П., Соколов В.Б., Силин В.А. и др. Отчет о результатах комплексных геофизических исследований, проведенных по объекту Дегтярское рудное поле, Кормовищенский и Светлореченский профили в Первоуральском, Ревдинском и Полевском районах Свердловской области в 1979-1981 гг. 1981, ВГФ, №36903.

Алещенкова Н.С. Отчет о геологоразведочных работах на Взволкомском месторождении кирпичных глин в Нижнесергинском районе Свердловской области в 1968 году (подсчет запасов по состоянию на 01.01.1970 года). 1970. ТФГИ по УрФО № 32012.

Андреев В.А. Отчет о детальной разведке Верхне-Тагильского месторождения суглинков, пригодных для производства керамзита (Свердловская область Кировградский район) Запасы подсчитаны на 01.01.1958 г. 1957. ТФГИ по УрФО № 12460.

Анцыгин Н.Я. Тремадокские отложения Урала, их расчленение, корреляция и обоснование ярусных границ на основе монографического изучения трилобитов. Отчет, 1980, УТГФ, № 36512.

Анцыгин Н.Я., Богоявленская В.М., Наседкина В.А. и др. Уточнение легенд Пермской, Среднеуральской и Зауральской серий на основе биостратиграфических и литологических исследований палеозойских и мезо-кайнозойских дочетвертичных отложений на 2000-2002 г.г. Екатеринбург, 2002, УТГФ № 42818.

Ашмарин И.В. Территориальный баланс запасов общераспространенных полезных ископаемых по Свердловской области за 2022 год. 2023. ТФГИ по УрФО № 47928.

Белов В.В., Голубков Г.В. Отчет о геологоразведочных работах на медь, проведенных в 1940 - 1941 годах в пределах Первоуральского участка зеленокаменной полосы восточного склона Урала. 1941. ТФГИ по УрФО № 20767.

Белов А.Г., Сипливых Л.И. Итоговый отчет по теме: "Геология и строение Кировградского меднорудного района на Среднем Урале и закономерности размещения в пределах этого района главных видов полезных ископаемых". 1963. ТФГИ по УрФО № 28034.

Беляев Г.Н. Отчет о гидрогеологических поисково-разведочных работах, выполненных в 1972 - 1973 годах при изыскании источника хозяйственно-питьевого водоснабжения поселка Староуткинск, 1973 г. УТГФ № 33471

Беляков В.В. Оценка перспектив ураноносности палеозойских образований Бисертской площади. (Отчёт партии № 8 за 1976-1977 гг.). 1977. ФГБУ «Росгеолфонд» № 5775.

Биянов И.С., Печенкин Е.А., Печенкина Л.П. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы 0-40-95-Б (южн. полов.), 0-40-95-Г, 0-40-96-В (южн. полов.), 0-40-108-А. Отчет Чусовской партии за 1961-1962 г.г. 1963, УТГФ, №28336.

Бобылев Г.Н., Карелина М.А., Эсмантович И.А. Геологический отчет за 1958-1961 гг. по поисковым работам на силикатные и сульфидные никелевые руды на площади Верх-Нейвинского ультраосновного массива Среднего Урала. 1962. ТФГИ по УрФО № 27476.

Борисов А.Н., Телегин П.В., Парфенов В.В. и др. Отчет Билимбаевской партии по общим поискам бокситов и других цветных металлов на Билимбаевской площади Свердловской области за 1979-1982 г.г. 1982. ТФГИ по УрФО № 37323.

Бороздина Г.Н., Глушков А.Н., Зворыгина А.А. Выполнение работ по оценке геологической, геохимической изученности и подготовке материалов по геологическому обоснованию проведения ГДП-200 в пределах листа О-40-XXX (Ревдинская площадь) в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ». Екатеринбург. 2021,

Букина М.Н. Атигское месторождение цементного сырья (известняки и глины) в Нижнесергинском районе Свердловской области (отчет о геологоразведочных работах, проведенных в 1949 - 1950 годах). 1950. ТФГИ по УрФО № 19750.

Булыкин Л.Д. Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий Р3, Р2, Р1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 01.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома (Хромовые руды). 1998. ТФГИ по УрФО № 41736.

Булыкин Л.Д. ОТЧЕТ о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей и Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО по состоянию на 1 января 2003 г.» (хромовые руды). 2002. ТФГИ по УрФО № 43875

Варганов В.Г., и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Планшеты 0-40-119-В и 0-40-119-Г. Отчет о результатах работ Нижне-Сергинской геологосъемочной партии за 1956г. 1957, УТГФ, № 11711.

Варганов В.Г., Варганова Р.С., Притчин Р.А. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000. Планшеты 0-40-120-А, В и 0-40-132-А. Отчет о результатах работ Верхне-Сергинской партии за 1959г. 1960. ТФГИ по УрФО № 17519.

Варганов В.Г., Устюжанинов В.Г., Шилов В.А. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Планшеты 0-40-120-Б и Г. Геологический отчет Верхне-Сергинской партии за 1962-63 г.г. 1964. ТФГИ по УрФО № 28768.

Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Описание разрезов ордовика западного склона Среднего Урала и описание фауны трилобитов, брахиопод и криноидей ордовикских отложений. 1968, УТГФ, № 31126.

Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. 1970, УТГФ, № 32153.

Варганов В.Г., Устюжанинов В.Г., Буданова Н.Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1:50000, площади листов 0-40-119-В (в.п.), Г, 0-40-131-А (в.п.), Б, проведенном Верхне-Сергинским отрядом в 1971-1975 гг. 1975, УТГФ, №34857.

Варганов В.Г. Стратиграфическое изучение пограничных отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя на западном склоне Среднего и прилегающих частей Северного и Южного Урала. 1981, УТГФ, №36738.

Варганов В.Г., Кривошеев В.И., Тристан Н.И. Палеонтолого-стратиграфическое изучение вендских отложений западного склона Среднего и прилегающих частей Южного и Северного Урала на основе совершенствования методики химического препарирования фауны из доордовикских отложений Урала. 1984, УТГФ, № 37947.

Вербицкая Н.П. Геоморфология и рыхлые мезокайнозойские отложения долин р. Чусовой от п. Билимбая до Староуткинского завода, в связи с изучением алмазонасности западного склона Среднего Урала (Окончат. отчет Уткинской геоморфологической партии по работам 1943 г.). 1943, УТГФ, №126231.

Вербицкая Н.П. Предварительный отчет Уткинской геоморфологической партии за 1943 год. 1943. ТФГИ по УрФО № 13588.

Вишняк А.И., Фельдман А.Л. Оценка эксплуатационных запасов Цибихинского месторождения питьевых подземных вод. 2001. ТФГИ по УрФО № 42639.

Воронцова, Сидоренко А.Б. Кадастр россыпных и коренных месторождений золота и платины по тресту «Уралзолото» за 1944 г. 1944. ТФГИ по УрФО № 25591.

Воскова О.В. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2023 года. Выпуск 31 ПЛАТИНОИДЫ. Часть 5. Уральский федеральный округ. Свердловская область. 2023. . ТФГИ по УрФО № 47884.

Вострокнутов А.Г., Игнатюк О.В. Оценка состояния месторождений питьевых и технических подземных вод в нераспределенном фонде недр с целью приведения их запасов в соответствие с законодательством на территории Свердловской и Курганской областей. 2012. ТФГИ по УрФО № 46049.

Гаврилова Н.А., Халымбаджа И.Г. Объяснительная записка к комплекту карт аномального магнитного поля СССР по листам 0-40-XVIII, XXIV, XXX масштаба 1:200 000.1972, ВГФ, №324109.

Гагин С.И., Хрыпов В.Н. Отчет по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» (Свердловская область). 2002. ТФГИ по УрФО № 43875.

Галкина Е.Г. Подсчет запасов титаномагнетитовых руд Первоуральского месторождения по состоянию разведанности на 01.01.1955 г. 1955. ТФГИ по УрФО № 20413.

Гарань М.И., Петров Н.Ф., Моисеев В.М. Стратиграфия и тектоника докембрийских и нижнепалеозойских отложений западного склона Южного, Среднего и Северного Урала. 1969, УТГФ, № 31708.

Генералов В.И., Южаков И.Г., Топорков В.Я. и др. Отчет о проведении геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и подготовки к изданию Госгеолкарты-200 (вторая серия) листов О-40-XXIV и О-41-XIX Среднеуральской серии, Висимская площадь за 1994-2001 гг. ТФГИ по УрФО № 42651.

Герасименко Б.Н., Возженникова Н.А., Люлин Е.Н. и др. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200 000, лист 0-40-XXX (Первоуральск). Отчет Первоуральского отряда съемочной партии по результатам работ 1971-74 г.г. 1974, УТГФ, №34079.

Гилева Н.П., Белковская Р.П., Анненкова М.Н. Геологическая карта Урала масштаба 1: 200 000, листы 0-40-XXX, 0-40-XXXV1, 0-40-XX111 (отчет по геологическому доизучению масштаба 1: 200 000, проведенного Серебрянским отрядом партии региональной геологии в 1973-1976 г.г.). 1976, УТГФ, № 34711.

Глушкова Г.А., Рудица Н.И., Кейльман Г.А. Отчет: Изучение типов железорудных месторождений Центрально-Уральского поднятия (Средний Урал), их геологической позиции и предварительная оценка перспектив. (Отчет Ильменогорского отряда за 1977–1979 г.г.). 1979. ТФГИ по УрФО № 35897.

Грайфер Б.И. Геологический отчет Уткинской геологосъемочной партии за 1945 г. 1945. ТФГИ по УрФО № 19281.

Грибова И.С. Отчёт ОАО «НПЦ «Недра»» по объекту № 6 Строительство Аракаевской параметрической скважины в зоне сочленения Русской платформы и складчатого Урала (глубина 5500 м). Ярославль, 2012 г. ТФГИ по УрФО № 45940

Демаков В.В. Разведка подземных вод эксплуатируемого водозаборного участка ООО «Первоуральский завод комплектных металлических конструкций» в г. Первоуральске Свердловской области. 2002. ТФГИ по УрФО № 42802.

Демьянов А.Н. Геологический отчёт по оценке состояния и перспектив развития сырьевой базы строительных материалов Свердловской области в 2003-2004 гг. 2005. ТФГИ по УрФО № 43918.

Десятиченко Л.И., Коришунова Л.А., Головина М.Ф. Отчет о результатах структурно-поискового бурения, проведенного на Нижне-Сергинском участке в Нижнесергинском районе Свердловской области в 1973-76 гг. 1976, УТГФ, № 34914.

Дмитриев В.С., Юрганова И.М. Отчет о доразведке Атигского месторождения кирпичных глин в Свердловской области в 1968 году (Подсчет запасов по состоянию на 01.01.1969 г.). 1969. ТФГИ по УрФО № 31544.

Дружинин В.С., Соболев И.Д., Рыбалка Л.Ф. Глубинное строение Уральского региона по данным комплексных геолого-геофизических исследований. Отчет по теме: "Обобщение материалов ГСЗ по Свердловскому пересечению "1970. ВГФ, №32206.

Елмашева Е.В. Геологический отчет о результатах доразведки Южного участка месторождения кварцитов «Гора Караульная» в Свердловской области в 1994-98 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.98 г. 1999. ТФГИ по УрФО № 42315.

Еремина Р.А. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1:200000, лист О-40-XXIV/Н.Тагил/. Отчет Висимо-Салдинской гидропартии за 1962-196 гг./. Свердловск, 1963, УТГФ № 28472

Еремеев С.П., Тараканов Ф.Ф. Результаты аэропоисков и наземных поисков месторождений урана, проведенных на Свердловской площади в 1975-1976 годах (Отчёт партии № 75 по работам 1975-1976 годов). 1977. ЕФГИ по УрФО № 35094.

Ермакова Е.Е. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2022 года. Выпуск 71. ДОЛОМИТ ДЛЯ МЕТАЛЛУГИИ. 2022. ТФГИ по УрФО № 47730.

Еселевич Л.В. Отчёт поисково-ревизионной партии о поисковых работах, проведенных на редкие металлы в Салдинском, Покровском и Нязе-Петровском районах Свердловской области в 1959 году. 1960. ТФГИ по УрФО № 23632.

Есипов П.М. Геологическая карта Урала, масштаб 1:50 000, планшеты 0-40-108 (южн. часть), 0-40-120-А, В.1941. ВГФ, №119824.

Есипов П.М. Геологическая карта Урала масштаба 1:200 000. Лист 0-40-XXX (Нижне-Сергинский). 1946. ТФГИ по УрФО № 22139.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Геологическая карта Ревдинского, Тагильского и Баранчинского платиноносных массивов и новые данные по петрологии платиноносного пояса Урала. 1966, УрФО № 30066

Жилина О.Я. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 78. ПРИРОДНЫЕ ОБЛИЦОВОЧНЫЕ КАМНИ. Часть 7. Уральский федеральный округ. Ямало-Ненецкий АО, Свердловская область, Челябинская область. 2021. ТФГИ по УрФО № 47562.

Жилина О.Я. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2022 года. Выпуск 64. КВАРЦ И КВАРЦИТЫ. 2022. ТФГИ по УрФО № 47732.

Журавлев В.А. Отчет Пышминской геолого-поисковой партии о результатах геологоразведочных работ по доразведке и переоценке Никитинского месторождения известняков, проведенных в 1976-1980 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1979 г. 1980. ТФГИ по УрФО № 36435.

Зевахин А.И. Отчет о результатах работ по переоценке эксплуатационных запасов подземных вод Каменушинского месторождения для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения г. Ревды и ОАО «Ревдинский кирпичный завод». 2005. ТФГИ по УрФО № 44564.

Зенков И.И., Шилов В. А. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1: 50 000, листы 0-40-120-Б (в.п.), 0-40-120-Г (в.п.), 0-4-132-Б (в.п.), 0-40-132-Г (в.п.), 0-41-109-В, 0-41-121-А, 0-40-121-В, 0-41-133 (с.-з. четв.). Отчет Ревдинского отряда по геологической съемке и доизучению, проведенных в 1968-1973 г.г. 1973, УрФО № 33287.

Зенков И.И., Шилов В. А., и др. Групповое геологическое доизучение масштаба 1:50 000 Кировоградской площади (по работам Кировоградской геологосъемочной партии за 1973–1979 г.г.). 1979. ТФГИ по УрФО № 36048.

Зубрицкая Н.А. Отчет о геологоразведочных работах на Атигском месторождении кирпичных глин с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1954 г. 1954. ТФГИ по УрФО № 12029.

Иванищев А.В., Сазонов В.Н. Отчет по теме: Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей, отрабатывавшихся в прошлые годы, с целью оценки их перспектив и выделения объектов для вовлечения в промышленную отработку. 2005. ТФГИ по УрФО № 44727.

Карышев Ю.М. Отчет Нейво-Рудянской комплексной ГРП о геологопоисковых и поисково-разведочных работах на медь, проведенных в 1963 году на участке горы Березовой, горы Журавлихи и речки Сибирки в Кировградском районе Свердловской области. 1964. ТФГИ по УрФО № 28561.

Карманов Б.В., Литовских М.Н. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных опытно-методической партией в Первоуральском, Ревдинском, Полевском районах Свердловской области в 1956 году. 1957. ТФГИ по УрФО № 7753.

Карпов Ю.П. Отчет о результатах поисковых геофизических работ на россыпное золото, проведенных на междуречье и в долинах рек Казачий Шишим, Черный Шишим и Тагил Невьянского и Первоуральского районов Свердловской области в 1973 - 1975 гг. 1975. ТФГИ по УрФО № 34474.

Кинд Н.В. Геоморфология и рыхлые послепалеозойские отложения бассейна верхнего течения р.Чусовой (от Полевского завода до устья р.Черемша). Окончательный отчет Ревдинской геоморфологической партии по работам 1943. 1946. Фонды ДПР Свердл. обл. №19282.

Климук О.П. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2022 года. Выпуск 73. ИЗВЕСТНЯКИ ФЛЮСОВЫЕ. 2022. ТФГИ по УрФО № 47724.

Кондрацких А.С., Кубашин Н.Н. Отчет о результатах геофизических работ на россыпное золото в бассейне р. Черный Шишим 1967-1969 г.г. 1970. ТФГИ, №31962.

Копанев В.Ф., Калугина Р. Д., Стороженко Е.В. Геологическое доизучение масштаба 1:200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов О-41-XXV и О-41-XXXI (Среднеуральской серии Ольховская площадь). Отчёт Ольховской ГСП за 1991-1999 г. 1999.

Коровина Т.А. Отчет по переоценке керамзитовых глин участка «Половинка» Верхнетагильского месторождения за 1981-1983 гг. (подсчет запасов произведен по состоянию на 01.09.1983 г.). 1984. ТФГИ по УрФО № 38006.

Коровина Т.А., Репина Н.И. Детальная разведка месторождения элювиальных глин «Ледянка» для АООТ "Ревдинский кирпичный завод" в Свердловской области. Отчет Уральской ГП по работам за 1989 - 1991, 1996 годы с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1996 год. 1997. ТФГИ по УрФО № 41695.

Косенкова Т.О. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 1. ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ. Часть 6. Уральский федеральный округ. 2021. ТФГИ по УрФО № 47565.

Косенкова Т.О. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2021 года. Выпуск 4. ВАНАДИЙ. 2021. ТФГИ по УрФО № 47527.

Косенкова Т.О. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2023 года. Выпуск 3. ХРОМОВЫЕ РУДЫ. 2023. ТФГИ по УрФО № 47839.

Костарев И.М. Геологический отчет о поисково-оценочных работ на алмазы, проведенных в 1975-76г.г. на Гурихинском участке в Нижне-Сергинском районе и Шишимском участке в Первоуральском районе Свердловской области, 1976. ТФГИ по УрФО № 34829.

Костромкин С.А., Наседкин А.И., Юрпалов О.Н. и др. Отчет о результатах поисковых работ на медные руды в Первоуральском районе Свердловской области за 1968-1973 г.г. 1973. ТФГИ по УрФО № 33613.

Кошевой С.В. Геологический отчет по результатам разведочных работ на хромовые руды на «Месторождении № 219» на Жижинско-Шаромском участке на территории МО «Новоуральский городской округ» Свердловской области. 2008. ТФГИ по УрФО № 46842.

Кошевой С.В. Геологический отчет по геолого-разведочным работам на Жижинско-Шаромском участке хромовых руд с подсчетом запасов по рудопроявлению № 219. 2009. ТФГИ по УрФО № 45538.

Кошевой С.В. Геологический отчет по результатам поисково-оценочных работ на Жижинско-Шаромском участке на территории МО «Новоуральский городской округ» Свердловской области с оперативным подсчетом запасов хромовых руд по Рудопроявлению № 219-а по состоянию на 01.01.2016 г. 2016. ТФГИ по УрФО № 46624.

Кузнецов Е.А. Геологическое пересечение Урала по линии Бисерть-Свердловск. 1937. ВГФ, №017508.

Кузнецов Б.И. Отчет о результатах поисково-оценочных работ по бурожелезняковым образованиям на территории деятельности Уральского территориального геологического управления в 1974 - 1975 годах. 1976. ТФГИ по УрФО № 34687.

Кукушкин А.И., Белякова Г.И. Отчет партии № 14 по работам за 1969-1971г.г. по темам: "Поиски источников Уральских алмазов", "Изучение интрузивного магматизма западного склона Северного и Среднего Урала и восточной окраины Русской платформы (ультраосновные породы, пикритовые порфириды, базальтоиды)"; "Литология, условия образования отложений ордовика и девона на западном склоне Северного и Среднего Урала в связи с поисками вторичных коллекторов алмазов". Ленинград, 1971, ТФГИ по УрФО № 32781.

Куприянова Г.В. Отчет о переоценке запасов кирпичных глин Ревдинского месторождения Свердловской области (подсчет запасов по состоянию на 01.01.1983 г.). 1983. ТФГИ по УрФО № 37639.

Кутырев Э.И., Москалев В.Г. Оценка перспектив и обоснование площадей для постановки поисковых работ на медь в Свердловской области. (Окончательный отчет по теме Б.І.4/308(10)-/772). 1977. ТФГИ по УрФО № 35086.

Лидер В.А. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1:500 000. 1978. УТГФ, №35819.

Литвинова Т.Н. Отчёт о результатах работ по объекту «Проведение в 2020-2022 годах региональных геолого-съёмочных работ масштаба 1:200 000 на группу листов Уральского и Приволжского Ф.О.». Объяснительная записка к геофизической основе Госгеолкарты РФ масштаба 1:200 000 на лист)-40-XXX (Ревдинская площадь). Санкт-Петербург, 2021.

Ломаев А.В., Назаров И.В., Чумакова Л.В. Отчет о работах Висимского геоморфологического отряда за 1965 г. 1966. ТФГИ по УрФО № 29745.

Лунегов С.П. Отчет о геолого-поисковых работах на медные руды, проведенных в 1952 - 1955 годах в Первоуральском районе. 1955. ТФГИ по УрФО № 20435.

Лунегов С.П. Отчет о результатах разбуривания геолого-структурных профилей в Первоуральском районе Свердловской области в 1958г. 1960. ТФГИ по УрФО № 16982.

Мазур З.Р. Сводка по Уральским месторождениям хромита. 1961. ТФГИ по УрФО № 17594.

Максимов В.Е. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод водозаборных скважин №№ 145, 146, 170, 171а, 200Р и 244, используемых для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения с. Тарасково, д. Починок и агрофирмы «Уральская» на территории ЗАТО г. Новоуральск. 2005. ТФГИ по УрФО № 44588.

Мамин Н.А., Десятниченко Л.И., Кондрацких А.С. Отчет о результатах геологопоисковых работ на медные руды, проведенных на Гладкинском и Зайцевском участках в Ревдинском районе Свердловской области в 1969-1973 г.г. 1973. ТФГИ по УрФО № 33638.

Мамин Н.А., Десятниченко Л.И., Вагшаль Д.С., Музафаров М.А. Отчет о результатах геологопоисковых работ на железные руды, проведенных на Чеботаевском, Малыгинском, Пузанихинском и Шунутском участках в Первоуральском, Нижне-Сергинском и Ревдинском районах Свердловской области в 1970-1973 г.г. 1974. ТФГИ по УрФО № 33838.

Мамин Н.А., Кондрацких А.С., Коршунова Л.А. Отчет о результатах поисковых работ на бурые железняки в пределах восточного обрамления Киргишанского месторождения, проведенных в Первоуральском и Нижне-Сергинском районах Свердловской области в 1974–75 г.г. 1975. ВГФ, № 353550.

Мамин Н.А., Мамина В.М. и др. Отчет о результатах общих поисков элювиальных россыпей по нижнепермским молассовым отложениям. Шалинская площадь. 1979. ТФГИ по УрФО № 35891.

Мамин Н.А. Отчет о результатах общих поисков на полиметаллическое оруденение в терригенно-карбонатных толщах западного склона Среднего Урала (Билимбаевская площадь). 1982. ТФГИ по УрФО № 37354.

Мардиросьян А.Н. Прогнозно-металлогеническая карта платиноносности Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1:500 000. 1992. ТФГИ по УрФО № 41007.

Маркитантов И.Ф. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки 1:200 000 на территории листов 0-40-XXVI, XXXI, XXXVI в 1961-1962 г.г. 1962. УТГФ, №27409.

Мелехин А.Н. Отчет по разведке россыпного золота и платиноидов на участке реки «Черный Шишим» Шишимской группы россыпей с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2009 г. 2008. ТФГИ по УрФО № 45501.

Младших С.В., Соляник В.Н., Зувев Н.А. Разработка детальной геологической схемы докембрия западного склона Среднего Урала, как основы для геологического картирования и поисков. Отчёт по работе за 1978-1982 г. ТФ «Уралгеология», 1982.

Москалев В.А. и др. Отчет о результатах площадной гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на Билимбаевской площади Свердловской области (0-40-108-В,Г (з.п.); 0-40-119-Г (юв четв.); 120-А.Б.В.Г) в 1980-1983 г.г. 1983. ТФГИ по УрФО № 37613.

Мормиль С.И., Левин В.Я. Отчёт о результатах геолого-поисковых работ, выполненных в 1999 году ОАО «Уральская геологосъёмочная экспедиция» по договору № 2-Б4/99 и ООО «Геологическое предприятие «Девон» по договору № 1-Б4/99 от 5 июля 1999 года в пределах Хомутовской площади. 1999 г. Архив АО УГСЭ.

Мочалов В.Е., Рыбалко Г.Н. Геологический отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото, проведенных в бассейне рек Черный и Восточный Шишимы в 1967 - 1971 годах. 1971. ТФГИ по УрФО № 32697.

Мочалов В.Е., Осинцев В.Г. Отчет о геологоразведочных работах на Восточно-Шишимской россыпи золота за период 1968 - 1973 годов с подсчетом запасов по состоянию на 01.12.1973 года. 1973. ТФГИ по УрФО № 33634.

Нейман О.Ф., Пермьяков В.В. Окончательный отчет о геологической съемке Нижне-Сергинского и Бисертского районов масштаба 1:50000. Планшеты 0-40-119-А, Б, В, Г; 0-40-120-А, Б; 0-40-131-А, Б (0-40-107 часть). 1932. ТФГИ по УрФО № 14274.

Нейман О.Ф. Геологическая карта Урала Масштаб 1:50 000. Листы 0-40-119-Б, Геологический отчет за 1940-41 г.г. 1941. ТФГИ по УрФО № 26562.

Ненахов М.Е., Свищев С.П. и др. Геологическая карта Урала Масштаба 1:50 000, планшеты 0-40-119-А (в.п.), Б. 1958. ТФГИ по УрФО № 15745.

Ненахов М.Е., Смирнова Е.А. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Планшеты: О-40-119-А (восточная половина) и О-40-119-Б. (Отчет о результатах работ Нижне-Сергинской поисково-съёмочной партии за 1957 год). 1968. ТФГИ по УрФО № 15745.

Нечаев Ю.В. и др. Гидрогеологическая карта Урала масштаба 1:500000, лист О-40-Г (Нижний Тагил). Отчет Ревдинской гидрогеологической партии по результатам работ за период 1957 - 1961 годов, 1962, УТГФ № 23378

Николайчук Г.В. Месторождение кварцитов «Гора Караульная» в Первоуральском районе на Среднем Урале. (Результаты геологоразведочных работ за 1968 - 1973 годы и подсчет запасов по состоянию на 01.01.1973 года) 1973. ТФГИ по УрФО № 33970.

Новиков В.П., Герасименко Б.Н. Оценка обеспеченности эксплуатационными запасами и ресурсами подземных вод населения Свердловской области. Екатеринбург-Москва, 2000. Фонды КПР по Свердловской области.

Оболкин В.Д. Геологический отчет и подсчет запасов Первоуральского месторождения по состоянию разведанности на 01.01.1972 г. 1972. ТФГИ по УрФО № 33808.

Осинов Ю.В. и др. Отчет о поисковых работах на хризопраз, проведенных в пределах Верх-Нейвинского гипербазитового массива в 1980-1982 гг. 1982. ТФГИ по УрФО № 37091.

Осинцев В.Г., Осинцева А.И. Геологический отчет о поисковых работах на россыпное золото в бассейнах верхнего течения рек Большой Шишим и Тагил за 1985 - 1989 годы. 1989. ТФГИ по УрФО № 39912.

Осинцев В.Г., Осинцева А.И., Сипливых Л.И., и др. Шишимская группа золотоносных россыпей на Среднем Урале (геологический отчет с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.1990). 1990. ТФГИ по УрФО № 40310.

Осинцев В.Г., Осинцева А.И. Геологический отчет по поисково-оценочным работам на россыпное золото в пределах Ревдинско-Шишимской депрессии на Первоуральской площади за 1989 - 1993 г.г. 1993. ТФГИ по УрФО № 41191.

Осинцева А.И. Информационный геологический отчет по поисковым работам на россыпное золото в пределах Вишерско-Висимской депрессии по Чусовской площади за 1991 - 1995 годы. 1995. ТФГИ по УрФО 41610.

Осипов Ю.В. и др. Отчет о поисковых работах на хризопраз, проведенных в пределах Верх-Нейвинского гипербазитового массива в 1980-1982 гг. 1982. ТФГИ по УрФО № 37091.

Панова З.Ф., Давыдов А.П. Карта разведанности на золото и платину масштаба 1:1000000. (Листы О-40, О-41, Р-40, Р-41). 1951. ТФГИ по УрФО № 20921.

Парфенов В.В., Рублева И.А. Борисов А.Н. и др. Отчет Билимбаевской геологической партии по групповому доизучению масштаба 1:50 000 Билимбаевской площади в пределах листов 0-40-108-В; 0-40-108-Г (з.п.); 0-40-120—А; 0-40-120-Б (з.п.); 0-40-120-В, проведенному в 1979-83 г.г., 1983. ТФГИ по УрФО № 37790.

Парфенов В.В. Отчетный баланс запасов сырья для производства минеральной ваты по Свердловской области за 2021 год. 2022. ТФГИ по УрФО № 47696.

Парфенов В.В. Отчетный баланс запасов сырья для производства минеральной подкормки по Свердловской области за 2021 год. 2022. ТФГИ по УрФО № 47697.

Пермяков В.В. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Листы 0-40-119-А и 0-40-119-В. Графический материал по работам Бисертской геологосъемочной партии за 1940–1941 г.г., 1941. ТФГИ по УрФО № 26561.

Пермяков В.В. Докладная записка по поводу осмотра месторождения платины и золота в Нижне-Сергинском районе на р. Солдатке. 1932. ТФГИ по УрФО № 14617.

Печенкин К.П., Биянов И.С., Шурыгина М.В. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Планшеты 0-40-108-В, 0-40-107-Б,Г. Отчет Чусовской геологосъемочной партии за 1958-1959 гг. 1961. ТФГИ по УрФО № 23284.

Письменская Л.Ф., Владимиров Ю.И. Отчет о поисково-разведочных гидрогеологических работах (включая предварительную разведку) для хозяйственно-питьевого водоснабжения Первоуральско-Ревдинского промышленного района (1961 - 1964 годов). 1964. ТФГИ по УрФО № 28988.

Подробина Е.М. Пояснительная записка к подсчету запасов скальных вскрышных пород Первоуральского железорудного месторождения (участок Магнитка IV). 1996. ТФГИ по УрФО № 41642.

Порошина Н.И. Доразведка Бисертского месторождения кирпичных глин в Нижне-сергинском районе Свердловской области в 1990 - 1992 гг. 1993. ТФГИ по УрФО № 41157.

Проворов В.М., Тихов Б.А. Анализ геологического строения и перспектив нефтегазонасыщенности Европейской части Свердловской области с связи с планированием дальнейших работ на нефть и газ Контракт № 4826850.217 (гос.договор № 40). 2000. ТФГИ по УрФО № 42439.

Пятницин А.П. Отчет о геологоразведочных работах на Восточном участке Билимбаевского месторождения флюсовых известняков, проведенных в 1986 - 1990 годах с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1992 г. 1992. ТФГИ по УрФО № 41119.

Рассохин В.Д. Отчет о детальной разведке Коуровского месторождения кирпичных глин в Билимбаевском районе Свердловской обл. в 1955 г. 1955. ТФГИ по УрФО № 6612.

Ратновский И.И. Геологическое строение и перспективы нефтеносности Юрюзанно-Сылвенской депрессии и Уфимского амфитеатра (район Бисертского завода). 1947. № 19383.

Репина Н.И., Просекова С.Б., Демаков В.В. Доразведка и переоценка Атигского месторождения цементных глин на кирпичное сырье для Нижнесергинского ЗСМ в Свердловской области. Отчет Уральской ГП по работам за 1992 - 1995 и 1998 годы с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.1999 года. 1999. ТФГИ по УрФО № 42182.

Репина Н.М. Доразведка Сажинского месторождения керамзитовых глин в Свердловской области. Отчет по работам Уральской ГРП за 1988-1991 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1991 г. 1991. ТФГИ по УрФО № 40750.

Рыбалка А.В. Отчёт о результатах региональных геофизических работ в юго-западной части Свердловской области по Шалинскому профилю. //БГЭ, Заречный, 2004.

Сапожников В.А. Отчет о результатах общих геофизических поисков на россыпи на Южной ветви Вишерско-Висимской депрессии в Первоуральском районе Свердловской области в 1979 - 1981 годах. 1981. ТФГИ по УрФО № 36640.

Селиванов Е.А. Отчет о результатах поисков медных руд на Медногорско-Гусевском участке в Ревдинском и Первоуральском районах за 1985 - 1986 годы. 1986. ТФГИ по УрФО № 38898.

Семерун В.А. Отчёт. Переоценка запасов кирпичных глин Бисертского месторождения в Нижнесергинском районе Свердловской области в 2012 г. 2012. ТФГИ по УрФО № 45979.

Сиринов А.В., Бурагас Н.Б. Результаты поисково-параметрического бурения на Бухаровской площади в 1969-1972 годах (скважины №№ 104-п, 105-п, 106-п). 1973. ТФГИ по УрФО № 33435.

Скворцов Г.Ф., Глушков Ю.Л. Отчет о поисково-разведочных работ на сидериты, проведенных в Первоуральском районе Свердловской области в 1957 - 1958 годах. 1960. ТФГИ по УрФО № 23646.

Скворцов Г.Ф. Отчет о поисковых работах по оценке золотоносности пермо-карбоновых терригенных отложений на западном склоне Среднего Урала в пределах Нижне-Сергинского и Шалинского районов Свердловской области в 1961 - 1962 годах. 1963. ТФГИ по УрФО № 28155.

Снигирева Е.М. Отчет по теме: «Геолого-экономический обзор территории деятельности Кировградской геологоразведочной экспедиции». 1960. ТФГИ по УрФО № 44480.

Соболев И.Д., Пояркова Н.В., Поярков М.А. Геологическая карта Урала в масштабе 1:50 000, листы 0-40-96-Г, 0-40-108-Б. Отчет Верхне-Тагильской геологосъемочной партии за 1944 г. 1947. ТФГИ по УрФО № 20761.

Соболев И.Д., Пояркова Н.В., Дианова Т.В. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Листы 0-41-97-А, В и 0-41-109-А (Отчет Верх-Исетской партии за 1940, 41 и 45 г.г.). 1948. ТФГИ по УрФО № 22201.

Соколова Е.В. (Отчёт о результатах региональных геофизических работ, проведённых в юго-западной части Свердловской области по Нижне-Сергинскому профилю в 2000-2001 гг. //ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция». //Уралгеолфонд, 2002.

Соколова Е.В., Десятниченко Л.И. Региональные геофизические работы в зоне передовых складок Урала между региональными сейсмопрофилями Шалинским и Берёзовка-Илим (Свердловская область). 2008.

Степанов И.С. Отчет о поисковых работах на алмазы, проведенных партией N 236 в Нижне-Сергинском районе Свердловской области в 1956 году. 1957. ТФГИ по УрФО № 8157.

Страшненко Г.И. Оценка Чернореченского месторождения металлургических доломитов. 2002. ТФГИ по УрФО № 43136.

Страшненко Г.И. Отчет о результатах геологоразведочных работ на Чернореченском месторождении металлургических доломитов, проведенных в 1989-2005 гг. на территории МО "г. Первоуральск" Свердловской области с подсчетом запасов по сост. на 01.07.2005. 2005. ТФГИ по УрФО № 44690.

Субботин И.А. Отчет по разведке шлакоотвала ОАО «СУМЗ» за 2008-09 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.02.2009 г. 2009. ТФГИ по УрФО № 45688.

Тагильцев С.Н., Четверкин И.А. Поиски подземных вод на Билимбаевском участке для водоснабжения города Первоуральска. 2003. ТФГИ по УрФО № 43132.

Таланцев А.С., Баранников А.Ф., Коптаев А.Ф. и др. Геологический отчет Нязепетровской партии УКСЭ по результатам поисковых работ на западном склоне Урала 1959-1961г.г. (1:10000 в пределах 0-144). 1961. УТГФ, № 18584.

Таланцев А.С., Таланцева Р.М. Геологический отчет Нязепетровской партии о результатах поисковых и ревизионных работ на редкие металлы в 1959-60 г.г. 1962. УТГФ, № 24811.

Токарев. Карта месторождений платины и золота в области развития Артинских отложений по западному склону Урала. 1921. ТФГИ по УрФО № 26207.

Толстых А.Н., Кутырев Э.И. и др. Оценка перспектив Урала на стратиформные медные и свинцово-цинковые месторождения и обоснование прогнозных площадей для постановки поисковых работ. Окончательный отчет по теме Б.1.4/300(10) - 58/88 за 1977-1980 гг. 1980. ТФГИ по УрФО № 36370.

Тонкушина Е.Г. Отчет о геологоразведочных работах на Сажинском месторождении керамзитовых глин в Первоуральском районе Свердловской области за 1970-1971 гг. (подсчет запасов по состоянию на 01.01.1972 г.). 1971. ТФГИ по УрФО № 32833.

Тресвятская Т.Г. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы 0-40-120-Б и 0-40-120-Г. Отчет о геологосъемочных работах за 1944 г. Первоуральской партии. 1945. ВГФ, №138385.

Тресвятская Т.Г. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы 0-40-108-Г и 0-40-120-Б (с.п.). Отчет по геологосъемочным работам за 1945 г. Билимбаевской партии. 1948. ВГФ, №19405

Успенская Е.А., Гаврилова С.П. Опытнo-методические работы по созданию госгеол-карты-200 листов О-40-XXX, О-40-XXXVI (полигонный объект). 2004. ТФГИ по УрФО № 45542.

Уфимцев В.А., Чурсин А.В., Халымбаджа И.Г. Отчёт об аэрогеофизической съёмке, выполненной на Урале в 1965 г. 1965

Ушаков Н.А. Месторождения железных руд Нижне-Сергинского района. (Описание отдельных месторождений 1930 - 1932 годы). 1932. ТФГИ по УрФО № 389.

Фадеевичев А.Ф. Отчет по оценке техногенного образования-отвала отходов обогащения ДОФ ОАО "Первоуральское рудоуправление" с подсчетом запасов по состоянию на 01.01.2012. 2012. ТФГИ по УрФО № 45976.

Федоров В.И. Отчет по поисково-геоморфологическим работам (общим поискам) на россыпное золото в пределах южной части Вишерско-Висимской, северной части Ревдинско-Шишимской и южном продолжении Ивдельско-Тагильской депрессий Юрьянского отряда за 1983-1987 гг. 1987. ТФГИ по УрФО № 39345.

Федотова О.Л. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2022 года. Выпуск 101. ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ. Том I. ПИТЬЕВЫЕ И ТЕХНИЧЕСКИЕ ВОДЫ. Книга 6. Уральский федеральный округ. 2022. ТФГИ по УрФО № 47763

Филлюшкина Ю.Г. Оценка эксплуатационных запасов подземных вод водозаборного участка одиночных скважин № 2, 8335 для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения станции Кузино и пристанционного поселка (по состоянию на 01.01.2007 г.). 2007. ТФГИ по УрФО № 45151.

Хинич М.И. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:50 000, проведенной по Кировоградской площади в 1975-1977 г.г. 1977, ВГФ, №363277.

Черемисын В.Г. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на металлургические доломиты на Чернореченском участке в районе г. Первоуральска Свердловской области за 1994-1999 гг. 1999. ТФГИ по УрФО № 42227.

Чумаков А.М. Промежуточный отчет о результатах поисковых работ, проведенных в 1953 - 1955 годах на участках рек Бобровки и Лубной в Кировградском районе Свердловской области. 1956. ТФГИ по УрФО № 20845.

Чумаков А.М., Мельникова А.И. Геологический отчет Тепловской геологоразведочной партии за 1959 год. 1960. ТФГИ по УрФО № 23625.

Чумакова Л.В., Горбачев Ю.Н. Отчет Щугорского отряда по поисковым геоморфологическим работам в зоне сочленения Чусовской и Вишерско-Висимской эрозионно-структурных депрессиях, проведенных в 1975 - 1976 годах. 1976. ТФГИ по УрФО № 34866.

Чурсин А.В., Халымбаджа И.Г., Алфутов В.А. Отчет по аэро-гамма-магнитной съемке, выполненной на Первоуральско-Тараташском и Романовском участках в 1968-1972 г.г. 1972. УТГФ, №33096.

Чурсин А.В. Отчет по проблеме 0.50.01. ГКНТ о результатах разновысотной съемки по региональным пересечениям Урала. 1975. ТФГИ по УрФО № 34514.

Цыганков В.А., Немкин М.А. Отчет о результатах работ, проведенных Кировградской геофизической партией в 1963 - 1964 годах в Кировградском, Невьянском и Первоуральском районах Свердловской области. 1965. ТФГИ по УрФО № 29144.

Эйноор О.Л. Отчет о геологической съемке Староуткинского района в бассейне р.Чусовой масштаба 1:50.000. 1935. ТФГИ по УрФО, №18914.

Юринский Н.А., Самков В.С. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на тантал и другие редкие элементы, проведенных в средней части Центрально-Уральского поднятия за период 1974 - 1976 годов. 1977. ТФГИ по УрФО № 35018.

Якушев Ю.А., Брызгалов В.И., Сухожак Р.П. Геологический отчет о результатах геолого-поисковых работ на палеозойские бокситы, проведенных в Нижнесергинском районе Свердловской области РСФСР в 1969-1972 г.г. 1973. ТФГИ по УрФО № 33296.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К- коренное, Р - россыпное)	Ранг объекта, состояние эксплуатации	Номер по списку использованной литературы
Металлические ископаемые					
Черные металлы					
Железо					
III-4	34	Первоуральское	К	МС/Э	Галкина, 1955 ф; Косенкова, 2023 ф; Оболкин, 1972ф
Хром					
II-4	18	Месторождение № 219	К	ММ/Э	Кошевой, 2008 ф; 2009 ф; 2016 ф; Кусенкова, 2023 ф
Благородные металлы					
Золото, платина россыпные					
I-4	38	Карабайская	Р	РМ/О	Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
I-4	41	Граневой Лог	Р	РМ/Э	Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	1	Р. Шуговская	Р	РМ/Э	Белов, 1948 ф; Воронцова, 1945 ф; Иванищев, 2005 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	10	Чёрношишимское	Р	РС/Р	Иванищев, 2005 ф; Мелехин, 2008 ф; Мочалов, 1971 ф; Мочалов. 1973 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	11	Россыпь Мака- риха	Р	РМ/Э	Воскова, 2023 ф Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф

Продолжение приложения 1

II-4	22	Ковалев Лог	P	PC/Э	Мочалов, 1971 ф; Мочалов, 1973 ф; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	24	Бакальская	P	PM	Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	31	Восточный Ши- шим	P	PC/P	Воскова, 2023 ф Мочалов, 1971 ф; Мочалов, 1973 ф; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф
II-4	32	Кольцов Лог	P	PM	Иванищев, 2005; Осинцев, 1990 ф; Панкина, 2023 ф
III-4	3	Шибатин Лог	P	PM	Иванищев, 2005; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф
III-4	4	Р. Шайтанка	P	PM	Иванищев, 2005; Осинцев, 1993 ф; Панкина, 2023 ф
III-4	11	Галкинское	P	PM	Осинцева, 1995 ф; Сапожников, 1981 ф; Панкина, 2023 ф
III-4	14	Р. Марнинская	P	PM	Осинцев, 1993 ф Панкина, 2023 ф Сидоренко, 1954 ф; Фёдоров, 1987 ф
Строительные материалы					
Магматические породы					
Основные и ультраосновные интрузивные породы					
III-4	34	Первоуральское	K	МК/Э	Ашмарин, 2022ф; Подробина, 1996 ф
Метаморфические породы					
III-4	6	Билимбаевское	K	ММ/Э	Аникеева, 1975 ф; Парфёнов, 1983 ф; Парфёнов, 2022 ф; Яковлев, 1953 ф
Карбонатные породы					
Мрамор					
II-4	29	Починковское	K	МС	Ашмарин, 2022 ф; Зенков, 1979 ф; Голдобин, 1987 ф
Известняк					
I-2	8	Староуткинское	K	МК/З	Аникеева, 1973 ф; Ашмарин, 2022 ф; Дмитриев, 1970 ф
II-3	23	Коуровское	K	МН	Варганов, 1954 ф
III-2	8	Большая Талица	K	МН	Варганов, 1954 ф

Продолжение приложения 1					
III-3	4	Крылосовское	К	ММ/О	Печёнкин, 1961 ф
III-3	12	Никитинское	К	МК/Э	Ашмарин, 2022 ф; Дорофеев, 1983 ф Журавлёв, 1980 ф
III-4	15	Билимбаевское	К	МК/З	Ашмарин, 2022 ф; Гертаковский, 1955 ф; Климук 2022 ф; Пятницин, 1992 ф
IV-1	1	Киргишанское	К	МН	Варганов, 1954 ф
IV-2	8	Талицкое	К	МН	Варганов, 1954 ф
IV-3	6	Дружининское	К	МК/Э	Аникеева, 1976 ф; Ашмарин, 2022 ф;
Доломит					
II-3	25	Чернореченское	К	МК/Э	Ермакова, 2022 ф; Страшненко, 2002, 2005 ф; Черемин, 1999 ф
III-3	6	Сухореченское, Кановаловский участок	К	МК/Э	Ермакова, 2022 ф; Лыкова, 1974 ф; Юрлова, 2014 ф
III-3	9	Бойцовское	К	МК/Э	Аникеева, 2008 ф; Антонова, 1955 ф; Ашмарин, 2022 ф; Ермакова, 2022 ф; Комаров, 1980 ф;
III-4	9	Сухореченское, Карьерный уча- сток	К	МК/О	Гилёва, 1989 ф; Парфёнов, 1983 ф
Глинистые породы Глины и суглинки кирпичные					
IV-4	10	Ледянка	К	МК/Э	Ашмарин, 2022 ф; Коровина, 1997 ф
Прочие ископаемые Кварцит					
III-4	32	Гора Караульная	К	МК/Э	Елмашева, 1999 ф; Жилина, 2022 ф; Николайчук, 1973 ф
Подземные воды и лечебные грязи Питьевые Пресные					
II-4	35	Починковское	К	ММ/Э	Максимов, 2005 ф; Федотова, 2022 ф
III-3	10	Крылосовское	К	ММ/Э	Федотова, 2022 ф; Федюшкина, 2010 ф

Окончание приложения 1

III-4	10	Билимбаевское	К	ММ	Вострокнутов, 2012 ф; Тагильцев, 2003 ф; Федотова, 2022 ф
III-4	13	Шайтанское	К	ММ/Э	Кузьминых, 2002 ф; Федотова, 2022 ф
III-4	25	Заводское	К	ММ/Э	Демаков, 2002 ф; Федотова, 2022 ф
IV-2	18	Атигское	К	ММ	Вострокнутов, 2012 ф; Письменная, 1964 ф; Федотова, 2022 ф
IV-3	18	Цибихинское	К	ММ/Э	Вишняк, 2001 ф Федотова, 2022 ф
IV-4	4	Каменушинское	К	ММ/Э	Зевахин, 2005 ф; Федотова, 2022 ф
IV-4	6	Козырихинское	К	ММ/Э	Елохина, 2006 ф; Федотова, 2022 ф

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК - крупное, МС – среднее, ММ – малое; Н – непромышленное (снятое с Госбаланса или не поставленное на Госбаланс). Россыпные месторождения: РС – среднее, РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений (даётся после знака / : Э – эксплуатируемые; О – отработанное (выработанное); З – законсервированные (ранее отрабатывалось, запасы отработаны частично); Р – находящиеся в разведке или доразведке (имеются подсчитанные оперативные запасы); разведанные и неосвоенные, находящиеся в резерве даются без знаков освоенности.

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К- коренное, Р - россыпное)	Ранг объекта, состояние эксплуатации	Номер по списку использованной литературы
1	2	3	4	5	6
Горючие полезные ископаемые Твёрдые горючие ископаемые Торф					
IV-2	21	Просвирино	К	ММ	Варганов, 1957 ф (?), Варганов, 1975 ф (?) Исхаков, 2002 ф, Территориальный, 2021 ф
IV-2	22	Щипаново	К	ММ/З	Варганов, 1957 ф (?), Варганов, 1975 ф (?) Исхаков, 2002ф, Территориальный, 2021 ф
Металлические ископаемые Цветные металлы Медь, золото					
III-4	41	Шлакоотвал СУМЗ	К	ММ/О	Жукова, 2022 ф; Монтин, 2022 ф; Панкина, 2022 ф; Рыбин, 2002 ф; Субботин, 2009 ф
Строительные материалы Магматические породы Основные и ультраосновные интрузивные породы					
III-4	42	Отвал отходов обогащения ДОФ ОАО «Первоуральское рудоуправление»	К	МС/З	Ашмарин, 2022 ф; Фадеев, 2012 ф
Глинистые породы Глины и суглинки кирпичные					
II-3	29	Слобода	К	ММ/О	Гилёва, 1989 ф
II-3	31	Коуровское	К	ММ	Рассохин, 1955 ф

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5	6
III-1	3	Бисертское	К	МС/Э	Ашмарин, 2022 ф; Порошина, 1993 ф; Семерун, 2012 ф
IV-2	23	Взволосское	К	ММ	Алещенкова, 1970 ф Ашмарин, 2022 ф;
IV-2	24	Атигское	К	ММ/З	Ашмарин, 2022 ф; Дмитриев, 1969 ф; Зубрицкая, 1954 ф
IV-2	25	Атигское 2-е	К	МС	Ашмарин, 2022 ф; Букина, 1951 ф; Репина, 1999 ф
IV-4	11	Ревдинское	К	МК/Э	Ашмарин, 2022 ф; Куприянова, 1983 ф
Глины и суглинки керамзитовые					
I-4	44	Верхнетагильское	К	МК/Э	Андреев В.А., 1957 ф; Ашмарин, 2022 ф; Коровина, 1984 ф
III-4	40	Сажинское	К	МС/Э	Ашмарин, 2022 ф; Репина, 1991 ф; Тонкушина, 1971 ф
Обломочные породы Песок строительный					
II-3	26	Нижнее Село	К	ММ/О	Гилёва, 1989 ф; Печёнкин, 1961 ф
II-3	27	Каменское	К	ММ/О	Гилёва, 1989 ф; Печёнкин, 1961 ф
II-3	28	Слободское	К	МН	Гилёва, 1989 ф; Печёнкин, 1961 ф
II-3	30	Коуровское	К	МН	Гилёва, 1989 ф; Печёнкин, 1961 ф

Окончание приложения 2

III-4	39	Билимбаевское	К	ММ/О	Варганов, 1964 ф; Гилёва, 1989 ф; Парфёнов, 1983 ф Тресвяцкая. 1948 ф

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК - крупное, МС – среднее, ММ – малое; Н – непромышленное (снятое с Госбаланса или не поставленное на Госбаланс). Промышленная освоенность месторождений (даётся после знака / : Э – эксплуатируемые; О – отработанное (выработанное); З – законсервированные (ранее отрабатывалось, запасы отработаны частично); разведанные и неосвоенные, находящиеся в резерве даются без знаков освоенности.

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

Список проявлений (П), россыпей проявлений (РП), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Горючие ископаемые Твёрдые горючие ископаемые Уголь каменный				
I-2	2	Без названия	Есипов, 1947 ф	П. 2 маломощных пласта каменного угля, протяжённостью первые сотни метров. Практического интереса не представляет
Металлические ископаемые Чёрные металлы Железо				
I-1	1	Шайтанское	Есипов, 1947 ф; Успенская, 2004 ф	П. Гнёзда, линзы и пластообразные залежи бурых железняков среди рыхлых образований, выполняющих карстовые углубления и воронки в каменноугольных известняках. Старинный рудник
I-1	2	Паламское	Есипов, 1947 ф; Успенская, 2004 ф	П. Гнезда, линзы и пластообразные залежи бурых железняков среди рыхлых образований, выполняющих карстовые углубления и воронки в каменноугольных известняках. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-1	3	Распахинское	Есипов, 1947 ф; Успенская, 2004 ф	П. Гнезда, линзы и пластообразные залежи бурых железняков среди рыхлых образований,

Продолжение приложения 3

				выполняющих карстовые углубления и воронки в каменноугольных известняках. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-2	3	Пестерихинский рудник	Мамин, 1974 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-2	5	Глинский рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-2	13	Винокуренный рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-2	14	Волшниковский рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-2	15	Ивановский рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	7	Половинное	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	9	Безымянное	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	13	Чесноковское	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	21	Северо-Перевальное	Зенков, 1979 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	23	Воробьёвское	Зенков, 1979 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	33	Ново-Перевальное	Зенков, 1979 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	37	Южно-Перевальное	Зенков, 1979 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	42	Казачье-Шишимский рудник	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
I-4	43	Чёрно-Шишимский рудник	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. В бурых железняках, %: Fe 42,56-51,37; S 0,02-0,05; P 0,15-0,52; Mn до 1; Co 0,02; Mo 0,001; Zn 0,05; Pb 0,2; Ba 0,3. Содержание Ag до 100 г/т. Бурые железняки развиты по прожилково-вкрапленному сульфидному оруденению
II-1	1	Пичужинский рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков

Продолжение приложения 3

II-2	2	Крутихинский рудник	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-2	3	Логиновское	Грайфер, 1945 ф; Печенкин, 1961 ф	П. Бурые железняки в виде гнёзд и пластов мощностью 0,4 – 1 м среди тёмно-бурых глин перекрывающих известняки. Протяжённость пластов до 350 м. Железные руды низкого качества, содержание в рудах, %: Fe _(вал.) 36,09; S 0,026; P 0,41; MnO 1,86. Не отработывалось
II-2	4	Каменско-Величевское	Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-3	1	Шурф 1052	Парфёнов, 1983 ф	П. Тело бурых железняков мощностью 1-2 м падает на юго-запад под углом 30°. Повышенное сод. Mn (до 1 %)
II-3	2	Афонинский рудник	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Бурые железняки образованы по сидеритам. Сод. в бурых железняках, %: Fe 50,3; S 0,03; P 0,32
II-3	3	Линогорское	Парфёнов, 1983 ф; Печенкин, 1961 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Сод. в руде, %: Fe 49,54; S 0,026; P 0,22
II-3	7	Осиногорское	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков по сидеритам.
II-3	4	Позднечихинское (обн. 1452)	Парфёнов, 1983 ф	П. Бурые железняки по сидеритам
II-3	5	Совачинский рудник	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-3	8	Кодиловский рудник	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-3	9	Мартовское	Парфёнов, 1983 ф; Скварцов, 1960 ф	П. Пласт сидеритов мощностью 6 м. Старинный рудник по отработке бурых железняков. Содержание в буром железняке, %: Fe _(вал.) 46,25; S 0,1; P 0,56; Co 0,03; Zn 0,3. Содержание Ag до 30 г/т
II-3	10	Лёвихинский рудник	Парфёнов, 1983 ф	П. 2 пласта сидеритов мощностью 4,5 и 5 м. Сод. в сидеритах Fe _(вал.) 31,7-42,7 %

Продолжение приложения 3

			Скворцов, 1960 ф	Отрабатывались бурые желез- няки зоны окисления
II-3	13	Рудник Долгая Яма	Мамин, 1974 ф, Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-3	14	Семихинский руд- ник	Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-3	16	Вогульское	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Пласты сидеритов общей мощностью около 12 м. Сод. в сидеритах, %: Fe _(вал.) 41,78; S 0,78; P 0,02. Сидериты просле- жены по падению на 80 м. Про- явление отрабатывалось до глубины 48 м, добывались бу- рые железняки с содержанием, %: Fe _(вал.) 46,61; S 0,19; P 0,09
II-3	17	Без названия	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-3	19	Без названия	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-3	20	Фаламихинское	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Пласт сидеритов мощно- стью 2 м среди песчано-глини- стых образований. Сведений о составе руд нет. В начале про- шлого века на проявлении от- рабатывались бурые желез- няки зоны окисления
II-3	22	Без названия	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-4	3	Безымянный желез- ный рудник	Кузнецов, 1976 ф; Пар- фёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
II-4	4	Железный рудник	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков. Со- держание, %: Fe 44,5-53,2; S 0,01-0,19; P 0,21-0,64; Mn 0,59- 0,67; Co 0,02; Mo 0,001; Zn 0,17-0,28; Cu до 0,05. Бурые железняки развиты, по-види- мому, по прожилково-вкрап- ленному сульфидному оруде- нению
II-4	13	Пальниковское	Парфёнов, 1983 ф; Тре- свяцкая 1948 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков

Продолжение приложения 3

II-4	19	Беляевское	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Содержание в бурых железняках, %: Fe до 47,51; S до 0,05; P до 0,35. Бурые железняки образованы по густо вкрапленному сульфидному оруденению
II-4	25	Кустовский рудник	Парфёнов, 1983 ф; Скворцов, 1960 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-4	28	Луковский рудник	Парфёнов, 1983 ф; Кузнецов, 1976 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Содержание в рудах, %: Fe 36,99; S 0,04; P 0,06; Zn 0,3
II-4	33	Починковское	Галкина, 1955 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-4	34	Новолиствянское	Зенков, 1979 ф; Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Густая вкрапленность и шлиры титаномагнетита в мелких телах горнблендитов. Встречается вкрапленность халькопирита. Сод. Cu 0,13 %
II-4	38	Листвяное	Зенков, 1979 ф	П. Густая вкрапленность и шлиры титаномагнетита в мелких телах горнблендитов
II-4	40	Горевское	Парфёнов, 1983 ф; Тре- свяцкая, 1948 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Содержание в бурых железняках, %: Fe (вал.) 44,84; S 0,03; P 0,03; Zn 0,5
II-4	41	Билимбаевский рудник	Кузнецов, 1976 ф; Куты- рев, 1977 ф; Парфенов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-4	42	Софиевский руд- ник	Кутырев, 1977 ф; Парфенов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-4	46	Петряковское	Кутырев, 1977 ф; Парфенов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
II-4	49	На Борсучьей горе	Зенков, 1979 ф	ПМ. Густая вкрапленность и шлиры титаномагнетита в серпентинитах
II-4	50	Мазинский рудник	Лунегов, 1955 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков

Продолжение приложения 3

III-2	1	Шайдуровский рудник	Лунегов, 1955 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-2	2	Чесноковский рудник	Лунегов, 1955 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-2	3	Киргишанский рудник	Мамин, 1974 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-2	4	Алдухинский рудник	Варганов, 1975 ф; Ненахов, 1958 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-2	6	Ключевское (скважина 91)	Якушев, 1973 ф	П. В скважина в инт. 90,8-140,7 сидериты. Мощность 51,9 м со средневзвешанным сод. FeO 49,16 %
III-2	7	Крутихинский рудник	Мамин, 1974 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-3	1	Черновское	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-3	3	Тимошихинский рудник	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. В бурых железняках Fe _(вал.) до 40 Мп до 1 %, Zn до 0,5 %, Cu до 0,02 %, Zn до 0,5; Be до 0,02 %, Au до 0,2 г/т
III-3	13	Макропольский рудник	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-3	14	Вздорно-Погореловский рудник	Кутырев, 1977 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-3	15	Мало-Погореловский рудник	Кутырев, 1977 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Бурые железняки развиты в зоне окисления вкрапленной сульфидной минерализации в сланцах и доломитах
III-3	16	Старо-Погореловский рудник	Кутырев, 1977 ф; Толстых, 1980 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Бурые железняки развиты в зоне окисления вкрапленной сульфидной минерализации
III-3	17	Погорельское	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
III-3	18	Ново-Погореловский	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов,	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков.

Продолжение приложения 3

		рудник	1983 ф; Тол- стых, 1980 ф	Бурые железняки развиты по вкрапленным сульфидным ру- дам в сланцах. Состав руд не известен
III-3	19	Верхне-Черемшан- ское	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
III-3	21	Нижне-Печенский рудник	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков. Со- д.,%: Fe до 46; S до 0,02; P до 0,49
III-3	22	Осиногорский руд- ник	Кутырев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
III-4	1	Аномалия Совхоз- ная	Варганов, 1975 ф	ПМ. Бедная вкрапленность ти- таномagnetита в габброидах
III-4	2	Дальнеструлинское	Зенков, 1979 ф; Тресвяц- кая, 1948 ф	ПМ. Бедная вкрапленность ти- таномagnetита в габброидах
III-4	5	Гординское	Варганов, 1964 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
III-4	7	Ближнеструлин- ское	Варганов, 1964 ф	П. Бедная вкрапленность тита- номagnetита. Сод. Fe до 19 %
III-4	8	Коноваловский рудник	Варганов, 1964 ф; Ма- мин, 1974 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков
III-4	12	Макаровский руд- ник	Варганов, 1964 ф; Ма- мин, 1974 ф	П. Старинный рудник по до- быче бурых железняков. Сод. Fe _(вал.) до 40 %
III-4	17	Галкинское	Варганов, 1964 ф; Ма- мин, 1974 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Прослои сидеритов мощно- стью 1-10 м. В зоне окисления (до 56 м) бурые железняки. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Сод. Fe _(вал.) в бурых железняках 46,54- 51,49 %, в сидеритах 35,6- 49,38 %
III-4	18	Верхнегородское	Варганов, 1964 ф	П. Густая вкрапленность и шлиры титаномagnetита в горблендитах
III-4	19	Битимское	Варганов, 1964 ф; Пар- фёнов, 1983 ф	П. Прослой сидеритов среди из- вестняков. С поверхности бу- рые железняки мощностью 5-10 м. Сод. в бурых железняках, %: Fe _(вал.) 42,05-55,0; P 0,12-0,98; S 0,01-0,21. Старинный рудник по добыче бурых железняков

Продолжение приложения 3

III-4	29	Шурф 1400	Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Кварц-магнетит-гематитовая жила мощностью 5 м среди серицит-кварцевых сланцев
III-4	33	Междулиствянское	Варганов, 1964 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Несколько линзо,- и жилообразных тел гематитовых, магнетит-гематитовых руд среди гематитизированных серицит-кварцевых сланцев. Мощность рудных тел около 0,5 м, протяжённость около 150 м. Сод., %: Fe _(вал.) до 35; S 0,01-0,1; P 0,09-0,145
III-4	35	Без названия	Борисов, 1982 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Две кварц-гематит-магнетитовые жилы, мощностью 1,3 и 2 м. Сод. Fe _(вал.) в рудах 26 и 33 %
IV-1	2	Вдовынский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-1	5	Каменский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-1	6	Ново-Николаевский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-1	7	Старо-Николаевский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-1	8	Еремеевский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-1	9	Ястребовский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	1	Дайбовский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	2	Уткинский рудник	Зенков, 1979 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	3	Кобяковский рудник	Зенков, 1979 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков

Продолжение приложения 3

IV-2	5	Елисеевский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	7	Пластовский рудник	Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	10	Тункинский рудник	Карманов, 1957 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	11	Захлыстинский рудник	Белов, 1963 ф; Карманов, 1957 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	12	Журавлихинский рудник	Карманов, 1957 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	13	Ново-Листвянский рудник	Карманов, 1957 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	15	Шилкинский рудник	Варганов, 1975 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	16	Викторовский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-2	20	Изволский рудник	Варганов, 1975 ф; Ушаков, 1932 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-3	1	Ильмовское Ближнее	Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. Вкрапленные гематитовые и магнетит-гематитовые руды в сланцах Сод. %: Fe _(вал.) 51; S 0,01; P 0,04. Отрабатывалось в начале 20 века
IV-3	4	Ильмовское Среднее	Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Мамин, 1974	П. Магнетит-гематитовые руды в виде чечевицеобразных залежей и жил залегают согласно с вмещающими породами. Мощность рудных тел 0,3-0,8 м. Сод. Fe _(вал.) 39,53-49,64 %, S - до 0,01 %, P - до 0,05 %

Продолжение приложения 3

IV-3	5	Ильмовское Дальнее	Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Пар- фёнов, 1983 ф	П. Вкрапленные гематитовые и магнетит-гематитовые руды в сланцах Сод. Fe _(вал.) от 48,43% до 54,16 %, серы - 0,01%, фосфора - 0,03-0,05 % Ва 31,58. Au 0,7/т и Ag 3,9г/т. Старинный рудник
IV-3	10	Уткинское	Кузнецов, 1976 ф; Пар- фёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Сод. в бурых железняках, %: Fe _(вал.) до 45; S до 0,02; P до 0,2. Отрабатывалось в конце 19 в. шахтой до глубины 50 м
IV-3	12	Старлиствянское	Варганов, 1975 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-3	16	Верхне-Цибихин- ское	Парфёнов, 1983 ф	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Сод. Fe _(вал.) 48,13%; P 0,5. Отрабатывалось в начале 20 в. разрезом размером 90×10 м
IV-3	17	Нижне-Цибихин- ское	Кузнецов, 1976 ф; Пар- фёнов, 1983	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков. Сод. Fe ₂ O ₃ 47,2 %. Отрабатывалось разрезом и шахтой до глубины 30 м
IV-4	2	Хомутовское	Варганов, 1964 ф;	П. Старинный рудник по добыче бурых железняков
IV-4	8	Зимовочное	Борисов, 1982 ф; Вар- ганов, 1964 ф; Мамин, 1974 ф;	П. Кварц-гематит-магнетитовое тело мощность 0,6 м, и протя- женностью 150 м. Сод. Fe 54,6 %. Отрабатывалось разрезом и шахтой до глубины 15 м
IV-4	9	Пузанихинское	Варганов, 1964 ф; Глушкова, 1979 ф; Ма- мин, 1974 ф	П. Кварц-гематит-магнетитовые жилы мощностью 0,2-2 м, протя- женностью до 150 м среди песча- ников и сланцев. Сод. Fe _(вал.) 44- 45 %
Марганец				
I-4	25	Верх-Нейвинский	Гилёва, 1989 ф	ПМ. В глинистой коре выветри- вания по ультрамафитам пятна бурых железняков с сод. до Mn 29 %
Хром				
I-4	15	Каменское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зен- ков, 1979 ф; Ма- зур, 1961 ф	П. Гнёзда хромита в серпентини- тах. Сод. Cr ₂ O ₃ до 30 %. Отраба- тывалось в конце 19 века до глу- бины 10 м

Продолжение приложения 3

I-4	17	Средне-Александровское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Гнездообразные залежи сплошного хромита среди серпентинитов
I-4	20	Красногорское	Мазур, 1961 ф	П. Вкрапленные хромитовые руды в серпентинизированных дунитах. Сод. Cr_2O_3 до 20 %. Старательские отработки начала 20 века
I-4	24	Мурзинское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф; Мазур, 1961 ф	П. Небольшие тела вкрапленного и сплошного хромита в серпентинитах. Отрабатывалось в 1915 г.
I-4	34	Соленый рудник	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф; Мазур, 1961 ф	П. Небольшие тела вкрапленного и сплошного хромита. Сод. Cr_2O_3 до 40 %. Отрабатывалось в 1903-1908 г.г.
I-4	40	Карабаевское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	5	Жужинские горы	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	7	Ново-Троицкое	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	8	Шешуговское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф	П. Небольшие тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	12	Подвисячий (Дикий) рудник	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	15	Ульяновское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие гнездообразные тела вкрапленного хромита в серпентинитах
II-4	16	Мальцевское	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие гнездообразные тела вкрапленного хромита в серпентинитах

Продолжение приложения 3

II-4	23	Без названия	Белов, 1963 ф; Грайфер, 1945 ф; Зенков, 1979 ф	П. Небольшие гнездообразные тела вкрапленного хромита в серпентинитах
Цветные металлы				
Медь				
I-4	8	Якушинская разведка	Соболев, 1947 ф	П. Кварцевые жилы с медно-магнетитовой минерализацией в пропилитизированных базальтах
II-4	37	Листвяный рудник	Белов, 1941 ф; Зенков, 1979 ф	П. В горблендитах прожилково-вкрапленная минерализация халькопирита и титаномагнетита. Сод. Cu 0,05-0,13 %. Старинный рудник
II-4	45	Еланский	Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Прожилково-вкрапленная минерализация пирита и халькопирита в базальтах
II-4	51	Г. Борсучья	Зенков, 1979 ф; Тресвяцкая, 1948 ф	ПМ. Вкрапленность пирита и налеты медной зелени среди полевошпат-актинолитовых сланцев
III-3	11	Коноваловский	Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Бедная сульфидная (пирит, халькопирит) минерализация в пропилитизированных базальтах. Сод. Cu до 0,05%. В зоне окисления широко распространены вторичные минералы меди. В XIX отрабатывались окисленные руды с сод. Cu 1 %
III-4	24	Подволошный рудник	Варганов, 1964 ф; Тресвяцкая, 1945 ф	П. Старинный рудник по добыче медной руды. Других данных нет
III-4	26	Шишмарёвский рудник	Варганов, 1964 ф; Лунегов, 1955 ф; Тресвяцкая, 1945 ф	П. Кварцевые жилы с халькопиритом среди углисто-кварцевых и эпидот-актинолитовых сланцев. Мощность жил - от 10 см до 1,2 м. Разрабатывалось в 19 в.
III-4	26	Капраловское	Парфёнов, 1983 ф	П. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды в аповулканогенных сланцах. Старинный рудник по добыче медной руды
III-4	28	Бакаевское	Белов, 1941 ф; Борисов, 1982 ф; Парфёнов,	П. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация среди пропилитизированных пород. Мощность зоны - 0,2 – 2

Продолжение приложения 3				
			1983 ф; Селиванов, 1986 ф;	м, прослежена по простиранию на 200 м, по падению на 100 м. Сод. %,
			Тресвяцкая, 1945 ф	Pb до 1,16 %, Zn до 0,62 – 1, Cu до 0,67 (в окисленных рудах до 1) %, Ag 20-1000 г/т, Au 0,2-0,9 г/т. Зона окисления разрабатывалась в 19 в.
III-4	31	Сулеевское	Парфёнов, 1983 ф; Первов, 1962 ф; Тресвяцкая, 1945 ф	П. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация в аповулканогенных сланцах. Разрабатывалось в 19 веке зона окисления
III-4	38	Шайтанский	Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Вкрапленность сульфидов в серицит-хлорит полевошпат-амфиболовых сланцах куртинской свиты
IV-4	7	Гусевский	Борисов, 1982 ф; Парфёнов, 1983 ф; Селиванов, 1986 ф	ПМ. Вкрапленность сульфидов в окварцованных углисто-серицит-кремнистых сланцах. Сод. Cu 0,2 %, Zn 0,15 %, Pb 0,015 %
Медь, цинк				
I-4	2	Участок г. Лубной	Чумаков, 1956 ф, 1960 ф	ПМ. Сульфидная минерализация в вулканитах шемурской свиты. В скважине в инт. 125,5-127,5 и 140,25-140,85 м сод. меди не превысило 0,41 %, цинка 0,05 %
I-4	6	Журавлихинское	Зенков, 1973 ф; 1979 ф;	П. Зоны сульфидной вкрапленности (с халькопиритом) в метавулканитах павдинской свиты. Сод. Cu 0,2 - 1,27 %
I-4	11	Бобровское	Зенков, 1979 ф; Карышев, 1964 ф; Чумаков, 1956 ф, 1960 ф	П. 5 линзообразных тел вкрапленных, сульфидных руд (пирит, сфалерит, халькопирит, реже галенит) в кварц-хлорит-серицитовых сланцах. Мощность до 0,7 м. Содержание Cu до 4,86 %, Zn до 8,77 %, S до 38 %
I-4	19	Бобровская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. В донных отложениях повышенные содержания Zn, Ge, Sc
IV-4	5	Поляковка	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Zn, Cu, Ge и Ag в донных отложениях и рыхлых образованиях

Продолжение приложения 3

Свинец, цинк				
II-4	17	Черно-Шишимский	Мимин, 1982 ф; Парфёнов, 1983 ф	ПМ. В керне известняков клыктанской свиты старой гидрогеологической скважины выявлена вкрапленность и прожилки галенита и сфалерита
III-3	7	Красногорский	Гилёва, 1989 ф; Толстых, 1980 ф	П. Нет данных
III-3	8	Бойцовское	Кутырев, 1977 ф; Мамин, 1982 ф; Парфёнов, 1983 ф; Толстых, 1980 ф	П. Полиметаллическая минерализация в доломитах. Руда вкрапленная, прожилковая, массивная. Сод. Pb 0,1 % (до 0,21) Zn 3 % (до 17,83). Описано, не перспективно
IV-3	2	Тоннельный	Успенская, 2004 ф	ПМ. В обнажении 5207 маломощные зоны прожилково-вкрапленной минерализации (пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит
Свинец, цинк, железо				
IV-3	9	Гладкинское	Варганов, 1975 ф; Глушкова, 1979 ф; Мамин, 1973 ф; Парфёнов, 1983	П. 4 жилы кварц-баритового состава с вкрапленностью сульфидов в рассланцованных граносиенитах. Мин. состав руды: барит, сфалерит, халькопирит, галенит, магнетит, арсенопирит. Содержание в руде, %: Pb 1,12; Zn 1,18; Cu 0,23; S 3,46; Ba 31,58
Никель				
I-4	29	Перевальное (Лагерный и Западный участки)	Бобылев, 1962 ф	П. Силикатно-никелевые руды в коре выветривания по серпентинитам. В охристых глинах, мощность от 0,5 до 3-6 м (Западный уч.) и до 18-20 м стволовой (Лагерный уч.), сод. Ni 0,2-1,06 %
II-4	9	Карабайская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Ni и Cr в донных отложениях и рыхлых
II-4	28	Бакальская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Ni, Cr и Co в донных отложениях и рыхлых образованиях

Продолжение приложения 3

Алюминий				
III-2	5	Ключевское	Варганов, 1975 ф; Ненахов, 1958 ф; Якушев, 1973 ф	П. Пласт бокситов мощностью 1,8-2,8 м бёмит-диаспорового и гидрогематит-диаспорового состава. Сод. Al_2O_3 до 50 %, SiO_2 10 %, Кремниевый модуль 3,5. По падению боксит переходит в аллит
IV-1	3	Демидовское (Шумихинское)	Варганов, 1975 ф; Ненахов, 1958 ф; Якушев, 1973 ф	П. Пласт бокситов выходит на поверхность и вскрыт скважинами. Мощность бокситов 2,7 м, средне взвешенное содержание, %: Al_2O_3 40,52; SiO_2 7,08; S 12,53; CaO 9,15. Кремниевый модуль 5,7. По простиранию боксит переходит в аллит и сиаллит
IV-1	4	Каменское	Варганов, 1975 ф; Ненахов, 1958 ф; Якушев, 1973 ф	П. Пласт бокситов выходит на поверхность и вскрыт скважиной на глубине 206,6 м. Мощность пласта бокситов составила 2,2 м, средне взвешенное содержание, %: Al_2O_3 44,21; SiO_2 4,03; S 4,0; CaO 4,6. Кремниевый модуль 10,97. По падению и восстанию боксит замещается аллитами и сиаллитами
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
Тантал, ниобий				
II-3	12	Шишимская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Nb, W, Ag в донных отложениях и рыхлых образованиях
III-4	23	Обнажение № 23	Варганов, 1964 ф	ПМ. В дайке изменённых граносиенитов (окварцевание, карбонатизация) сод. Nb_2O_5 до 0,02 %
III-4	36	Шурф 859	Варганов, 1964 ф	ПМ. В дайке изменённых граносиенитов (окварцевание, карбонатизация) сод. Nb_2O_5 до 0,02 %
III-4	37	Хомутовская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Nb, La и Mo в донных отложениях и рыхлых образованиях

Продолжение приложения 3

IV-4	3	Хомутовский	Варганов, 1964 1964 ф; Грабе- жев, 1982; Парфёнов, 1983 ф	ПМ. Изменённые граносие- ниты с вкрапленностью маг- нетита. Метасоматиты содер- жат пироклор, монацит, ксе- нотим, радиоактивный цир- кон, сфен, ильменит. Сод. Nb - 0,01 % (иногда 0,1 %), Zr - 0,1-0,5 %, Y - 0,01-0,04 %
IV-3	7	Крутенький	Парфёнов, 1983 ф; Талан- цев, 1962 ф	ПМ. Очень тонкая вкраплен- ностью колумбита, циркона, пироклора, торита, фергусо- нита в альбитизированных трахириолитах. Сод. Nb ₂ O ₅ до 0,02 %
IV-3	8	Сухоуткинская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содер- жания Nb, Be и Li в донных отложениях и рыхлых образо- ваниях
IV-3	11	Листвянка	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содер- жания Nb, La и W в донных отложениях и рыхлых образо- ваниях
IV-3	14	Лагерное	Варганов, 1960 ф; Грабежев. 1982; Парфё- нов 1983 ф; Таланцев, 1962 ф; Юринский, 1977 ф	П. Очень тонкая вкрап- ленностью колумбита, цир- кона, пироклора, торита, фер- гусонита в альбитизирован- ных трахириолитах. Сод. Nb ₂ O ₅ 0,07-0,115 %, в сред- нем 0,094 %
IV-3	15	Киргишанка	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содер- жания Nb, La и Mo в донных отложениях и рыхлых образо- ваниях
Цирконий				
IV-4	1	Хомутовское	Мормиль, 1999; Порфё- нов, 1983 ф	П. Цирконсодержащие коры выветривания по граносиени- там. Сод. ZrO ₂ 0,125 %
Лантан, иттрий				
III-3	20	Черемшанская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содер- жания La, Y и Nb в донных отложениях
IV-3	3	Большая Черемша	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содер- жания La, Pb и Be в донных отложениях

Продолжение приложения 3

Радиоактивные элементы				
Уран				
II-3	6	Чусовское (Аномалия 126)	Еремеев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. В глинисто-лимонитовых образованиях сод. U до 0,0158 %, в среднем 0,011 % на мощность 4 м. Опоисковано
II-3	11	Чусовское (Аномалия 125)	Еремеев, 1977 ф; Парфёнов, 1983 ф	П. В глинисто-лимонитовых образованиях сод. U до 0,04 %, в среднем 0,036 % на мощность 5 м. В битуминозных известняках сод. U 0,0148 % на мощность 0,5 м. Опоисковано, не перспективно
Благородные металлы				
Золото коренное				
I-4	3	Берёзовая гора	Зенков, 1979 ф; Карышев, 1964 ф	П. В павдинской свите в скв. в инт. 23,1-24,2 м и 25,8-26,5 м пересечены кварцевые жилы с содержанием Au 3,1-3,9 г/т
I-4	4	Черемшанская разведка	Соболев, 1947 ф	П. Отрабатывались кварцевые жилы мощностью до 0,5 м содержащие золото, блеклые руды, галенит и пирит. Содержание золота не известно
II-4	2	Шуговское (Претеченская жила)	Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф; Мочалов, 1971 ф; Сидоренко, 1954 ф	П. Кварцевая жила мощностью до 1 м. Прослежена на 300 м. Содержание Au от 1-2 до 20 г/т
II-4	48	Гора Барсучья	Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф	П. Маломощные кварцевые жилы среди метавулканитов павдинской свиты. Сод. Au до 80 г/т
Золото, платина россыпные				
I-1	4	Р. Распах с притоками	Мардиросьян, 1992 ф; Сидоренко, 1954 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина 15 км, ширина 100-150 м. По р. Каменка (приток р. Распах) мощность (средняя) аллювия 2,1 м, мощность «песков» 0,6-1,0 м. Содержание благородных металлов до 1795 мг/м ³ . По руч. Каменка, содержание платины до 87 % от общего количества благородных металлов. Отрабатывалось старателями

Продолжение приложения 3

I-1	5	Р. Северная	Мардиросьян, 1992 ф; Сидоренко, 1954 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина около 16 км. Мощность рыхлых образований 2,1-2,8 м, мощность «песков» 0,7 м (по р. Кабанка). Сод. Au и Pt до 740 мг/м ³ . МПГ преобладают в верховьях, а золото - в устье. Отрабатывалось старателями
I-2	1	Родинский и Пашинский Лога	Мардиросьян, 1992 ф; Скворцов, 1963 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина 2 км. Мощность «песков» 0,35-0,4 м. Сод. металла до 2990 мг/м ³ , количество платины до 1/3. Отрабатывалось старателями
I-2	6	Руч. Бражка	Мардиросьян, 1992 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина 1,3 км. Сод. Au 135-678 мг/м ³ . Примесь Pt. Отрабатывалось старателями
I-2	7	Р. Чегени	Скворцов, 1963 ф;	РП. По архивным данным встречалось золото и платина
I-2	10	Р. Дарья	Мардиросьян, 1992 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина 1,3 км. Сод. Au 100-600 мг/м ³ . Примесь Pt. Отрабатывалось старателями
I-2	11	Руч. Ольховка	Мардиросьян, 1992 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Сведения отсутствуют
I-2	12	Р. Мельничная	Мардиросьян, 1992 ф; Токарев, 1921 ф	РП. Длина 1 км. Сод. Au 100-600 мг/м ³ . Примесь Pt. Отрабатывалось старателями
I-4	1	Р. Лубная	Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф;	РП. Содержание Au до 100 мг/м ³ . Других сведений нет
I-4	5	Руч. Половинка	Зенков, 1979 ф; Ломаев, 1966 ф	РП. Содержание Au до 100 мг/м ³ . Других сведений нет
I-4	10	Р. Бунар	Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Ломаев, 1965 ф;	РП. Отрабатывалась старателями. Другие сведения отсутствуют
I-4	12	Бартенёвский Лог	Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Ломаев, 1966 ф;	РП. Отрабатывалась старателями. Другие сведения отсутствуют

Продолжение приложения 3

I-4	14	Р. Тагил	Мардиросьян, 1992 ф; Осинцев, 1989 ф	РП. Мощность «песков» 12,4 – 14 м. Сод. Au 100-300 мг/м ³ до 1600 мг/м ³ , Pt 30 мг/м ³ .
I-4	16	Бунарский прииск	Зенков, 1979 ф;	РП. Содержание Au до 100 мг/м ³ . Отрабатывалось. Других сведений нет
I-4	18	Р. Бобровка	Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф	РП. Отрабатывалась старателями. Другие сведения отсутствуют
I-4	22	Бунарско-Каменский прииск	Зенков, 1979 ф	РП. Содержание Au до 100 мг/м ³ . Отрабатывалось. Других сведений нет
I-4	26	Марков Лог	Зенков, 1979 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. Содержание Au 100-300 мг/м ³ . Примесь платины. Отрабатывалось
I-4	28	Безымянный Лог	Зенков, 1979 ф	РП. Отрабатывалось старателями. Других данных нет
I-4	30	Котовщиков Лог	Зенков, 1979 ф; Карпов, 1975 ф; Мочалов, 1971 ф	РП. Содержание Au до 500 мг/м ³ . Отрабатывалась старателями
I-4	31	Старательский Лог	Зенков, 1979 ф; Мардиросьян, 1992 ф; Мочалов, 1971 ф; Мочалов, 1973 ф	РП. Отрабатывалось старателями. Других данных нет
I-4	35	Лог Перевал	Зенков, 1979 ф;	РП. Отрабатывалось старателями. Других данных нет
I-4	36	Руч. Солёный	Зенков, 1979 ф;	РП. Отрабатывалось старателями. Других данных нет
II-2	1	Руч. Сафрониха	Мардиросьян, 1992 ф	РП. Содержание Au 100-600 мг/м ³ . Примесь Pt. Отрабатывалось старателями
II-3	15	Руч. Долматиха	Мардиросьян, 1992 ф	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
II-3	18	Р. Чусовая	Белов, 1942 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. Отрабатывалось старателями, в т. ч. и прилегающий лог Золотой. Сведения о содержании металла и о количестве добытого отсутствуют. Известно только то, что золото было мелким

Продолжение приложения 3

II-3	21	Винокуровский Лог	Белов, 1942 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. Содержание металла 1970-7500 мг/м ³ . Pt 9,8-12 % от всего металла. С 1884 по 1888 гг. добыто 56,3 кг Au и 5,2 кг Pt
II-4	24	Чирков Лог	Белов, 1942 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. В 1885 г. добыто 15,1 кг Au и 10,5 кг Pt
II-4	6	Жужинский Лог	Белов, 1942 ф; Зенков, 1979 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. Длина 0,5 км, ширина 250 м. Сод. драг. металлов до 100 мг/м ³ (примесь Pt). Отрабатывалась старателями
II-4	14	Шаромский Лог	Мочалов, 1971 ф	РП. Сод. Au 1500-3700 мг/м ³ , Pt 900-1400 мг/м ³ . Отрабатывалась старателями
II-4	21	Енусов Лог	Зенков, 1979 ф;	РП. Сод. металла 100-1000 мг/м ³ . Других данных нет
II-4	26	Дальний Лог	Зенков, 1979 ф;	П. Сод. металла 100-1000 мг/м ³ . Других данных нет
II-4	27	Успенский Лог	Воронцова, 1945 ф; Зенков, 1979 ф;	РП. Сод. металла 200 мг/м ³ (Pt до 10 % от Au). В 1947 г. добыто 4,8 кг Au
II-4	37	Безымянный лог	Зенков, 1979 ф;	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
II-4	39	Руч. Починок	Зенков, 1979 ф;	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
II-4	43	Р. Мазинка	Белов, 1948 ф	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
II-4	44	Р. Шайтанка (верховья)	Зенков, 1973, ф; 1979 ф; Мардиросьян, 1992 ф	РП. Сод. Au 110 мг/м ³
II-4	47	Р. Мостовая	Белов, 1948 ф	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
III-1	1	Р. Бисерть	Пермяков, 1932 ф	РП. Нет данных
III-1	2	Р. Каменка	Токарев, 1921 ф	РП. Нет данных
III-3	5	Р. Чёрная	Осинцева, 1995 ф	РП. В аллювии камышловской террасы и неогеновых образованиях сод. Au до 305 мг/м ³ . Прогнозные ресурсы категории Р ₁ 109,8 кг
III-4	20	Р. Макаровка	Успенская, 2004 ф	ШП. Многочисленные знаки золота в аллювии

Продолжение приложения 3

III-4	22	Р. Ельничная	Сидоренко, 1954 ф; Фёдоров, 1987	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
III-4	30	Р. Талица	Сидоренко, 1954 ф; Фёдоров, 1987	РП. Отрабатывалось старателями. Других сведений нет
IV-2	4	Руч. Солдатка	Белов, 1948 ф; Пермяков, 1932 ф; Мардиросьян, 1992 ф	ШП. В единичных ковшевых пробах (объём не известен) из недобитых шурфов в пойменном аллювии сод. Au и Pt до 22 и 11 знаков, соответственно. Au и Pt мелкие, размером 0,1-0,7 мм
Серебро				
I-2	9	Староуткинская	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Ag, Zn и Р в рыхлых образованиях
III-3	2	Красная	Бороздина, 2021 ф	ВГХО. Повышенные содержания Ag, Mo и Cu в донных отложениях и рыхлых образованиях
III-4	21	Серебряный рудник	Варганов, 1964 ф; Лунегов, 1955 ф; Мамин, 1973 ф	П. В XIX веке отрабатывалась кварцевая жила с содержанием Ag 1,1-3,4 кг/т и Pb 17,38 %
Неметаллические ископаемые Керамическое и огнеупорное сырьё Глины огнеупорные				
I-2	4	Пестерихинское	Печёнкин, 1963 ф; Эйно́р, 1935 ф	П. Каолиновая кора выветривания мощностью до 12 м. Отрабатывалось для местных нужд
III-4	16	Галкинское	Варганов, 1964 ф	П. Белые глины применялись для нужд местных металлургических заводов. Других данных нет
IV-2	6	Пластовское	Варганов, 1960 ф	П. Каолиновые глины с повышенным содержанием Al_2O_3 28,3-29,4 %, залегают на закарстованных известняках. Мощность продуктивных образований 12-15 м. Отрабатывалось для нужд местных заводов

Продолжение приложения 3

IV-2	9	Тункинское	Варганов, 1960 ф	П. Каолиновые глины с повышенным содержанием Al_2O_3 28,3-29,4 %, залегают на закарстованных известняках. Мощность продуктивных образований 12-15 м. Отрабатывалось для нужд местных заводов
IV-2	14	Шилкинское	Варганов, 1960 ф	П. Каолиновые глины с повышенным содержанием Al_2O_3 28,3-29,4 %, залегают на закарстованных известняках. Мощность продуктивных образований 12-15 м. Отрабатывалось для нужд местных заводов
IV-2	17	Викторовское	Варганов, 1960 ф	П. Белые глины применялись для нужд местных металлургических заводов. Других данных нет
IV-2	19	Изваловское	Варганов, 1960 ф	П. Каолиновые глины с повышенным содержанием Al_2O_3 28,3-29,4 %, залегают на закарстованных известняках
IV-3	13	Старолиствянское	Варганов, 1960 ф	П. Каолиновые глины с повышенным содержанием Al_2O_3 28,3-29,4 %, залегают на закарстованных известняках. Мощность продуктивных образований 12-15 м. Отрабатывалось для нужд местных заводов
Горнотехническое сырьё				
Асбест				
II-4	20	Починок	Белов, 1963 ф; Зенков, 1979 ф	ПМ. Прожилки амфибол-асбеста в серпентинитах. Мощность прожилков до 2 см
II-4	30	Кольцовский Лог	Белов, 1963 ф; Зенков, 1979 ф	ПМ. Прожилки амфибол-асбеста в серпентинитах. Мощность прожилков до 2 см
Драгоценные и поделочные камни				
Демантоиды				
I-4	27	Каменский	Мурзин, 2002	ПМ. Тонкие трещины в серпентинитах выполнены кристаллами демантоида серпентином и магнетитом. Кристаллы демантоида до 6 мм, их агрегаты до нескольких см. Цвет граната преимущественно жёлтый

Окончание приложения 3

I-4	39	Гранёв Лог	Мурзин, 2002	ПМ. Тонкие трещины в серпентинитах выполнены агрегатом антигорита, клинохлора, киммерита и демантоида. Гранат в виде хорошо огранённых кристаллов размером до 3 мм, цвет его зелёный
Строительные материалы Карбонатные породы Мрамор				
I-4	32	Воробьёвское	Гилёва, 1989 ф; Зенков, 1979 ф; Снигирёва, 1960 ф	П. Мрамор и мраморизованные известняки с высокими декоративными качествами, мощность 6-30 м

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа

О-40-XXX Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000

Индекс объекта прогноза, номер объекта	Наименование, ранг подразделения	Вид полезного ископаемого	Ед. изм.	Запасы, категории				Ресурсы, категории			Источник данных
				В	C ₁	C ₂	Забалансовые	P ₁	P ₂	P ₃ (Д ₃)	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Западно-Тагильская минерагеническая зона											
Первоуральская титаново-железородная зона											
III-4-33	Первоуральское ме- сторождение	Железо	млн. т	25,9	23,9						Косенкова, 2023 ф
		Ванадий	тыс. т	44,3	45,7						
Восточно-Тагильская минерагеническая зона											
8.0.1	Верх-Нейвинский хромо-никеленосный узел	Хром	млн. т							1,1*	Авторские
II-4-18	Месторождение № 219	Хром	млн. т		0,211	0,063					Косенкова, 2023 ф
Уфалейская минерагеническая зона											
IV-4-1	Проявление Хомутовское	ZrO ₂	тыс. т						28*		Мормиль, 1999 ф*
Вне минерагенических зон											
0.0.1	Хомутовско-Камен- ская полиметалличе- ски-ниобиево-иттри- евородная зона по- тенциальная	ZrO ₂	тыс. т							108*	Водолазская, 2015 ф
		TR	тыс. т							34*	
		в т. ч. Y ₂ O ₃	тыс. т							17*	

Продолжение приложения 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона											
9.0.1	Распаихинский платинометалльно-золотороссыпной узел потенциальный	Золото россыпное	т							0,215*	Авторские
		Платина россыпная	т							0,215*	
9.0.2	Галкинский золото-россыпной узел	Золото россыпное	т							0,3*	Авторские
III-4-10	Галкинское	Золото россыпное	т			0,151					Панкина, 2023 ф
Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона											
Шишимско-Таватуйский платино-золотороссыпной узел											
I-4-41	Граневой Лог	Золото россыпное	т		0,08		0,013				Панкина, 2023 ф
II-4-1	Р. Шуговская	Золото россыпное	т		0,055		0,039				Панкина, 2023 ф
II-4-10	Чёрношишимское	Золото россыпное	т		1,042		0,195				Панкина, 2023 ф
II-4-11	Р. Макариха	Золото россыпное	т		0,265		0,086				Панкина, 2023 ф
II-4-22	Ковалев Лог	Золото россыпное	т		0,218		0,029				Панкина, 2023 ф
II-4-24	Бакальская	Золото россыпное	т		0,084		0,024				Панкина, 2023 ф
II-4-32	Восточный Шишим	Золото россыпное	т		0,498	0,04	0,042				Панкина, 2023 ф
II-4-33	Кольцов Лог	Золото россыпное	т		0,017		0,007				Панкина, 2023 ф

Окончание приложения 4

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
III-4-1	Р. Шайтанка	Золото россыпное	т			0,07					Панкина, 2023 ф
III-4-13	Р. Марнинская	Золото россыпное	т		0,629		0,012				Панкина, 2023 ф
Западно-Уральская нефтегазоносная область потенциальная											
11.1	Нижнесергинский нефтегазоносный район потенциальный	Углеводороды	млн. т н.э.							(72)*	Водолазская, 2015 ф

Примечание: * - не апробированные прогнозные ресурсы

ПРИЛОЖЕНИЕ 5

Таблица впервые выявленных или переоценённых в ходе составления листа Госгеолкарты-200
прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	8.0.1 Верх-Нейвинский хромо-никеленосный узел	P ₂ Cr 4,7	P ₃ Cr 1,1	P ₂ Cr – 4,7 P ₃ Cr + 1,1	Поисковые работы до глубины 200 м (I очередь)
2	IV-4-1 Проявление Хомутовское		P ₂ ZrO ₂ 28	P ₂ ZrO ₂ + 28	Оценочные
2	9.0.1 Распаихинский платинометально-золотороссыпной узел потенциальный (Шалинский участок)	P ₂ Au 3,1 P ₂ Pt 3,0	P ₃ Au 0,215 P ₃ Pt 0,215	P ₂ – Au 3,1 P ₂ - Pt 3,0 P ₃ Au + 0,215 P ₃ Pt + 0,215	Поисковые работы (I очередь)
4	9.0.2 Галкинский золотороссыпной узел		P ₃ Au 0,3	P ₃ Au +0,3	Поисковые работы (II очередь)

Примечание: прогнозные ресурсы для хромовых руд в млн. т, для ZrO₂ в тыс. т, для золота в т

ПРИЛОЖЕНИЕ 6

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, под- группа полез- ных ископае- мых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируе- мых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы*
Горючие	Нефть и газ	1	Д ₂	72
Металличе- ские				
Чёрные ме- таллы	Хром	1	Р ₃	1,1
Редкие металлы	ZrO ₂	1	Р ₂	28
		1	Р ₃	108
	TR	1	Р ₃	34
	Y ₂ O ₃	1	Р ₃	17
Благородные металлы	Золото россып- ное	1	Р ₃	0,515
	Платина россып- ная	2	Р ₃	0,215

Примечание:

* - прогнозные ресурсы для углеводородов в млн. т н.э., для хромовых руд в млн. т, для редких металлов и редкоземельных элементов в тыс. т, для золота и платины в т.

ПРИЛОЖЕНИЕ 7

**Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных
на геологической карте листа О-40-XXX**

Номер клетки	Номер по карте	Наименование геологиче- ского подразделения (объект датирования)	Материал для определения	Метод определе- ния	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Номер источника по списку литературы, авторский номер пункта
						X	Y	
II-4	1	Левинский комплекс vS_{1l_1}	Габбродио- рит изменён- ный	Sm-Nd	444 $\pm$ 53	59,966848	57,090752	132
III-4	2	Хомутовский комплекс $\gamma\xi S_{1h}$	Граносиенит	U-Pb	435,5 $\pm$ 5,9	59,868983	56,916774	3224-1
III-3	3	Битимский комплекс $\varepsilon\gamma V_1-\zeta_{1b}$	гранит	U-Pb	584,9 $\pm$ 6,7	59,667651	56,843449	5-3-3
III-3	4	Указарская свита V_{uz}	Сланец сери- цит-кварце- вый	U-Pb	567,4 $\pm$ 4,7	59,648342	56,860872	7/25,0
IV-4	5	Северорудничный комплекс $\delta S_{1-2} S_2$	диорит	U-Pb	419,1 $\pm$ 3,4	59,999636	56,795823	2716-1
IV-4	6	Мариинский комплекс $\beta'O_{2-3m}$	амфиболит	Sm-Nd	420 $\pm$ 56	59,940360	56,791808	4023-46
IV-4	7	Качканарский комплекс vO_3k_2	Габбро амфи- бол-соссюри- товое	Sm-Nd	460 $\pm$ 79	59,967117	56,668130	188-2

ПРИЛОЖЕНИЕ 8

Петрогеохимическая характеристика магматических образований

Комплекс, свита	Указарская свита <i>Vuz</i>					ν/V_{1kn}		Битимский комплекс $\varepsilon\gamma V_1-C_1b$			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Порода	Сланец кварц-серицит-актинол.	Сланец серицит-кварцевый	Сланец мусковит-кварцевый	Сланец кварц-серицит-хлорит.	Сланец серицит-хлорит-кварцев.	Габбро-кварцосодержащее	Метадо-лерит	Калишпацизированный гранит	Плагиио-гранит-аплит	Гранит-аплит	Лейко-кратовый биотит-ый гранит
№ пр.	36	C-7/25	2013	35	34-1	2603-7	2512-2	4009-6	34-3	34-4	5-3-3
SiO ₂	63,78	68,15	69,09	69,71	71,49	47,70	50,1	63,00	63,66	67,90	69,30
TiO ₂	0,608	0,212	1,009	0,705	0,613	1,38	1,22	0,34	1,056	0,71	0,265
Al ₂ O ₃	17,93	15,32	12,43	16,42	13,75	14,40	14,10	17,00	17,18	15,80	14,78
Fe ₂ O ₃	5,73*	2,57	7,73*	4,01*	6,98*	6,36	5,23	2,10	6,53*	3,61	3,09
FeO		0,7				6,21	7,24	0,48		0,30	0,40
MnO	0,064	0,061	0,015	0,018	0,098	0,21	0,23	0,055	0,176	0,013	0,066
MgO	1,99	1,3	2,13	1,18	0,54	6,69	6,11	0,29	1,24	0,30	0,86
CaO	0,68	2,15	0,75	0,14	0,34	11,50	9,92	1,98	0,39	1,16	0,50
Na ₂ O	0,75	2,52	0,77	0,25	0,59	1,31	1,77	4,26	2,80	6,09	3,45
K ₂ O	4,76	4,18	3,15	4,87	2,68	0,44	0,77	8,07	3,89	1,17	6,21
P ₂ O ₅	0,364	0,039	0,141	0,048	0,083	0,13	0,15	0,17	0,239	0,21	0,078
ппп	3,42	2,77	2,89	2,79	3,00	2,7	2,15	0,78	2,89	2,04	0,84
Сумма	100,08	99,97	100,14	100,15	100,17	99,70	99,80	98,60	100,07	99,40	99,84
Микроэлементы, в г/т											
La		40				8,07	10,6	97,6		81,8	25
Ce		70				17,8	18,3	168		170	80
Pr		8				2,5	2,94	20,2		20,8	7
Nd		28				14,2	13,4	64,5		77,8	25
Sm		4,7				3,82	3,37	8,97		16,4	5
Eu		0,5				1,41	1,29	2,44		3,98	0,49
Gd		3,7				4,22	3,76	8,32		14,7	5
Tb		0,5				0,86	0,76	1,16		2,33	0,6
Dy		2,9				4,58	5,04	6,39		12,6	3,8
Ho		0,6				0,76	1,13	1,21		2,43	0,7
Er		1,7				2,61	3,07	3,4		7,35	2,2
Tm		0,26				0,54	0,47	0,63		1,22	0,35
Yb		1,8				2,97	2,97	3,62		7,24	2,4
Lu		0,29				0,4	0,45	0,64		1,04	0,4
V		18				367	314	48,5		5,01	22
Cr		4,2				123	58	118		42,9	7
Ni		3				72,4	56,4	4,49		6,04	3
Rb		140				11,7	28,1	225		32	210
Sr		80				286	388	262		121	60
Y		15				25,5	27,2	33,3		68,2	18
Zr		160				80,8	81,2	523		759	190
Nb		32				4,42	4,43	48,3		119	34
Ba		170				154	199	865		181	210
Hf		5				2,49	2,33	13,4		18,6	6
Ta		7,9				0,28	0,22	3,22		6,74	2,8
Pb		7				7,92	10,5	41,1		7,42	24
Th		46				0,88	0,83	66,7		11,4	59
U		4				0,31	0,27	9,68		2,94	3,8

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	$g\gamma\delta O_{1-2c}$	Хомасьинская свита O_{1-2hm}			Малыгинская свита (вулканический комплекс) O_{2-3ml}					
№ п/п	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Порода	Мусковитовый гранит	Сланец кварц-серицит-хлоритовый	Сланец актинолит-хлорит-эпидот-кварцевый	Сланец актинолит-хлорит-эпидот-кварцевый	Базальт пироксен-плагиофировый	Туф? основного состава рассланцованный	Сланец аповулканогенный	Андезит-базальт плагио-пироксенофировый	Андезит-базальт пироксен-плагиофировый	Сланец серицит-хлоритовый аповулканогенный
№ пр.	2511	2037-2	2034-2	2035	54-1	С-5/68	С-3/11	с-9/50,7	46	С-2/11
SiO ₂	71,2	53,00	57,28	64,16	40,20	40,99	41,86	42,30	43,50	44,26
TiO ₂	0,41	1,253	0,342	0,316	4,35	1,823	1,952	4,16	4,49	3,494
Al ₂ O ₃	13,50	16,63	11,69	10,93	17,20	17,59	15,53	16,50	16,10	17,51
Fe ₂ O ₃	1,76	14,01*	9,51*	6,86*	2,68	14,11*	10,72*	5,58	5,54	13,58*
FeO	0,82				10,90	10,13	5,05	6,94	7,89	2,90
MnO	0,036	0,035	0,150	0,106	0,11	0,287	0,22	0,44	0,15	0,096
MgO	0,77	2,25	8,19	5,44	8,34	12,21	4,40	9,79	6,68	6,15
CaO	1,1	2,50	7,75	7,46	4,42	3,36	10,35	5,71	5,13	4,23
Na ₂ O	4,53	3,05	2,20	2,39	2,50	1,85	2,17	1,10	2,43	1,54
K ₂ O	2,90	4,29	0,23	0,14	0,54	0,55	3,11	0,29	1,22	4,16
P ₂ O ₅	0,075	0,560	0,014	0,019	0,61	0,133	0,75	0,58	0,59	0,59
ппп	1,16	2,53	2,75	2,27	7,04	7,56	9,36	5,91	5,37	4,63
Сумма	98,30	100,14	100,16	100,13	100,00	100,94	100,47	100,00	99,90	100,34
Микроэлементы, в г/т										
La	21,7				53,2			28,4	40,6	
Ce	44,4				106			59,6	84,9	
Pr	4,43				13,9			8,01	11,3	
Nd	14,5				56,8			33,7	47,6	
Sm	2,57				10,4			7,25	9,66	
Eu	0,9				3,54			2,15	3,1	
Gd	2,13				10,4			6,85	8,68	
Tb	0,39				1,63			0,91	1,29	
Dy	2,28				8,06			4,76	6,7	
Ho	0,4				1,41			0,92	1,3	
Er	1,27				3,29			2,57	3	
Tm	0,21				0,5			0,33	0,37	
Yb	1,4				3,22			1,84	2,38	
Lu	0,2				0,37			0,28	0,36	
V	27,5				321			265	295	
Cr	33,1				11,8			291	258	
Ni	8,2				27,1			90,9	130	
Rb	52,4				18,5			7,34	29,6	
Sr	217				178			279	282	
Y	11,4				35,9			23,5	29,6	
Zr	142				347			192	297	
Nb	7,53				60,2			32,9	54,9	
Ba	483				142			259	366	
Hf	3,87				8,35			4,24	7,19	
Ta	0,45				3,43			2,5	3,06	
Pb	8,62				3,44			1,58	2,48	
Th	7,17				4,62			2,56	4,11	
U	0,99				1,41			0,74	1,39	

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	Малыгинская свита (вулканический комплекс) O _{2-3ml}									
№ п/п	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31
Порода	Долерит (габбро- долерит)	Трахи? андезит плагио- фировый	Трахи- дацит плагио- фиро- вый	Трахи- дацит плагио- фиро- вый	Даци- т плагио- фировый	Трахири- одацит	Трахида- цит пла- гиофиро- вый	Трахида- цит пла- гиофиро- вый	Даци-т пла- гиофиро- вый	Сланец кварц-сери- цит-хлорит- альбитовый
№ пр.	143	с-9/70,2	32-1	4а/5	с-3/5	3161	32	211-1	31	30-1
SiO ₂	50,50	52,10	62,50	63,70	64,40	66,10	66,83	67,70	68,73	69,31
TiO ₂	0,82	2,86	0,28	0,68	0,98	0,66	0,298	0,48	0,911	0,375
Al ₂ O ₃	14,30	16,90	16,60	13,00	17,10	14,60	16,87	13,8	17,71	18,03
Fe ₂ O ₃	4,27	4,92	4,79	9,42	3,87	6,88	3,30*	5,62	3,15*	3,43*
FeO	6,59	2,54	<0,25	0,47	1,98	0,34		0,99		
MnO	0,19	0,17	0,16	0,058	0,085	0,21	0,134	0,34	0,029	0,021
MgO	6,95	3,52	<0,1	0,99	0,86	0,26	0,26	<0,1	0,91	0,51
CaO	10,00	6,63	0,22	1,59	1,54	0,51	0,15	0,28	0,26	0,13
Na ₂ O	2,05	5,61	4,15	2,63	6,16	4,12	3,88	4,45	0,30	1,82
K ₂ O	0,94	0,20	9,54	6,99	1,29	4,84	7,38	4,60	4,92	3,91
P ₂ O ₅	0,12	0,71	0,053	<0,05	0,39	0,064	0,034	<0,05	0,152	0,021
ппп	1,94	2,71	0,73	0,14	1,31	0,94	1,03	1,27	3,18	2,61
Сумма	99,50	99,10	99,10	99,70	100,00	99,50	100,19	99,70	100,28	100,18
Микроэлементы, в г/г										
La	7,33	45,6	88,6	150	61,7	80,5		105		
Ce	16,6	99,5	168	300	120	163		228		
Pr	2,15	13,1	20	39,5	14,7	20,1		28		
Nd	9,72	55,7	70,8	143	53,2	78		106		
Sm	2,58	12,3	12	25,3	10,7	13,9		20,4		
Eu	0,9	3,25	0,81	6,03	3,49	3,77		7,27		
Gd	2,65	10,6	11,2	22	9,38	13,9		19,1		
Tb	0,46	1,39	1,83	3,62	1,2	2,36		3,54		
Dy	3,26	7,07	9,3	22,1	6,7	14,1		19,9		
Ho	0,74	1,32	1,92	4,06	1,26	2,6		3,64		
Er	2,28	3,49	5,4	12,4	3,68	7,07		10,6		
Tm	0,33	0,43	0,87	1,94	0,48	1,16		1,95		
Yb	2,09	2,47	5,28	11,4	2,87	6,96		10,2		
Lu	0,31	0,35	0,89	1,53	0,48	1,05		1,56		
V	253	108	<2.5	8,13	11,3	12,6		5,58		
Cr	88,6	6350	48,1	91,9	284	24,6		59,6		
Ni	37,7	20,8	1,33	4,17	4,39	8,6		1,8		
Rb	22,7	5,41	161	96	18,8	58,4		73		
Sr	212	520	28,4	21,2	163	24,3		10,6		
Y	19,3	34,3	47,9	113	33,9	66,3		96		
Zr	59,2	315	979	1180	560	732		811		
Nb	2,9	53,4	126	191	83	119		154		
Ba	201	143	322	366	412	746		1380		
Hf	1,58	7,27	21,4	30,7	11,8	18,9		20,8		
Ta	0,16	4,16	7,09	10,7	5,4	6,72		7,73		
Pb	1,77	2,02	5,11	10,7	1,54	13,4		9,76		
Th	0,86	4,69	16	17,8	7,31	9,14		12,6		
U	0,26	1,43	2,86	3,42	1,94	2,76		3,64		

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	O _{2-3ml}		Хомутовский комплекс γΣS _{1h}				Серовский комплекс ΣO _{2sr}			
№ п/п	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
Порода	Трахит-плагио-финовый	Трахиродацит-плагио-финовый	Граносиенит	Гранит-биотитовый	Граносиенит	Граносиенит мусковит-биотитовый	Дунит-серпентинизированный	Дунит-серпентинизированный	Серпентинит-антигоритовый	Пироксенит
№ пр.	2019	101	3440	3224-1	3441	ш-26/2,2	с-12/58,5	с-12/11,3	с-11/48	142-2
SiO ₂	70,98	71,80	62,00	62,10	67,10	68,40	33,50	33,80	36,90	54,59
TiO ₂	0,365	0,57	0,81	0,67	0,61	0,51	<0,01	<0,01	0,17	0,245
Al ₂ O ₃	14,64	9,50	15,50	15,20	13,30	12,70	<0,05	0,20	7,09	7,35
Fe ₂ O ₃	3,20*	7,92	10,90	3,56	7,80	6,99	7,49	7,19	6,10	9,22*
FeO		0,50	1,64	2,90	1,27	1,42	3,02	3,25	1,70	5,23
MnO	0,011	0,34	0,027	0,36	0,41	0,40	0,13	0,20	0,11	0,202
MgO	0,19	0,25	0,17	0,43	0,16	0,92	44,70	45,20	30,30	13,47
CaO	0,15	0,65	0,35	2,72	0,33	0,24	0,32	0,60	2,17	10,66
Na ₂ O	4,79	2,14	7,74	4,46	4,88	3,97	<0,1	<0,1	<0,1	1,99
K ₂ O	5,35	5,51	0,12	5,15	2,86	2,50	<0,01	0,012	0,076	0,22
P ₂ O ₅	0,008	<0,05	0,11	0,059	0,071	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,016
ппп	0,37	0,16	0,21	2,05	0,97	1,58	11,20	10,6	15,3	2,48
Сумма	100,06	99,40	99,80	100,00	99,90	99,80	101,00	101,00	100,00	100,52
Микроэлементы, в г/г										
La		123	41	44,2	51,7	98,3	0,65	1,55	1,63	
Ce		227	87,6	92,8	183	199	1,22	3,35	3,59	
Pr		32	10,6	12	16,8	25,6	0,18	0,38	0,43	
Nd		122	43,2	48,5	66,4	99	0,58	1,71	1,85	
Sm		24	9,73	10,8	16,4	20,5	0,12	0,29	0,45	
Eu		5,98	3,11	2,97	4,84	5,95	0,05	0,12	0,14	
Gd		20,8	10,2	9,78	15	20	0,098	0,3	0,43	
Tb		3,05	1,69	1,28	2,12	2,89	0,023	0,048	0,058	
Dy		17,2	12,3	7,87	14,4	16,4	0,1	0,26	0,33	
Ho		3,05	2,81	1,67	3	3,17	0,021	0,038	0,062	
Er		8,31	8,06	4,51	9,02	9,51	0,061	0,16	0,18	
Tm		1,42	1,18	0,64	1,21	1,39	0,0082	0,023	0,03	
Yb		8,05	6,79	3,74	7,19	7,49	0,056	0,12	0,2	
Lu		1,31	1,12	0,63	1,06	1,11	<0,005	0,011	0,018	
V		10,2	12	5,83	6,39	<2,5	35,5	23,5	26,7	
Cr		222	60,1	39	134	202	6300	3120	3930	
Ni		8,67	1,24	<1	5,76	21,7	1020	1050	875	
Rb		89	3,15	48,5	29,3	34,9	<2	<2	2,3	
Sr		137	26,3	73,3	12	10,9	4,79	9,94	17,2	
Y		79	72,5	41,9	74,2	82,8	0,59	1,36	2,01	
Zr		711	623	302	532	577	4,55	7,57	12,1	
Nb		159	134	75,3	125	126	<0,5	0,83	1,42	
Ba		306	114	503	639	1180	4,79	15,5	22,5	
Hf		18,8	15,4	7,22	13,2	14,5	0,046	0,13	0,2	
Ta		8,12	10,5	5,19	9,6	9,67	<0,1	<0,1	0,1	
Pb		10,8	1,19	2,38	8,62	3,92	<1	<1	<1	
Th		12,9	4,95	4,28	7,6	9,18	<0,1	0,15	0,23	
U		1,78	2,01	1,31	2,49	2,24	<0,1	<0,1	<0,1	

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	Мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый $\beta'O_{2-3}m$									
№ п/п	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51
Порода	Габбро-амфибол-соссюритовое	Бласто-милонит по габбро	Пироксенит амфиболитизиров	Габбро-амфибол-соссюритовое	Микрогаббро-амфиболит	Пироксенит амфиболитизиров.	Габбро-амфибол-соссюритовое	Микрогаббро-амфиболит	Амфиболит плагиоклазовый	Сланец по вулканиту основного состава
№ пр.	2614/4	2703/1	2614/6	2703/3	4023-6	2614-5	2614/1	4023-7	4023-4Б	3291-4
SiO ₂	38,80	39,20	41,70	44,70	47,67	47,81	48,10	48,31	48,98	49,10
TiO ₂	1,23	1,171	0,12	0,98	0,664	0,463	0,29	0,393	1,577	1,63
Al ₂ O ₃	22,90	13,34	16,20	18,50	16,02	17,87	18,80	18,26	16,08	15,40
Fe ₂ O ₃	4,36	18,99 *	3,87	6,67	7,06*	7,75*	2,71	6,58*	10,32*	3,42
FeO	7,18	9,57	8,32	8,05		3,99	3,66			6,56
MnO	0,13	0,206	0,19	0,21	0,108	0,107	0,13	0,102	0,147	0,18
MgO	6,78	9,66	14,60	5,32	11,76	7,58	8,21	8,43	6,64	6,97
CaO	14,00	13,35	9,17	10,70	12,42	13,09	13,40	13,11	10,08	11,50
Na ₂ O	0,56	0,82	0,61	0,78	1,81	2,59	1,41	2,42	3,23	1,94
K ₂ O	0,098	0,08	0,46	0,02	0,28	0,39	0,41	0,24	0,16	0,089
P ₂ O ₅	<0,05	0,075	<0,05	<0,05	0,055	0,016	<0,05	0,008	0,119	0,14
ппп	3,44	3,87	4,05	3,64	2,16	2,58	2,51	2,24	2,74	1,99
Сумма	100,00	100,81	100,00	100,00	100,08	100,28	100,00	100,11	100,10	99,70
Микроэлементы, в г/г										
La	1,35		1,44	1,23			4,17			6,59
Ce	4,27		4,5	3,36			11,8			19,2
Pr	0,65		0,48	0,56			1,3			3,24
Nd	4,16		2,09	2,87			5,94			16,8
Sm	1,39		0,62	1,04			1,82			4,85
Eu	0,59		0,37	0,44			0,7			1,84
Gd	1,71		0,62	0,86			1,88			6,85
Tb	0,3		0,1	0,14			0,34			0,99
Dy	1,97		0,69	1,05			2,25			7,78
Ho	0,52		0,14	0,27			0,51			1,46
Er	1,42		0,47	0,74			1,55			4,6
Tm	0,18		0,077	0,11			0,26			0,87
Yb	1,11		0,53	0,73			1,37			4,44
Lu	0,14		0,072	0,098			0,21			0,7
V	434		28,9	423			97			338
Cr	29,1		18,2	36,2			252			126
Ni	11,9		24,4	5,35			76			57,3
Rb	<2		4,79	<2			6,24			4,93
Sr	409		77,3	374			360			215
Y	12,2		5,04	6,43			14,5			42,3
Zr	15,2		20,8	6,28			44,6			143
Nb	1,69		3,73	0,83			7,83			4,7
Ba	74,3		79,1	19,2			179			34,8
Hf	0,56		0,65	0,18			1,34			3,91
Ta	0,13		0,27	<0,1			0,56			0,27
Pb	<1		<1	<1			<1			2,59
Th	0,18		0,4	0,1			0,94			0,55
U	<0,1		0,16	<0,1			0,32			0,18

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	Мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый $\beta'O_{2-3m}$							Выйская свита O_{2-3VS}			
№ п/п	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62
Порода	Габбро-амфиболит	Амфиболит эпидотовый	Амфиболит цоизитовый	Амфиболит	Габбро-амфибол-сосюритовое	Микрогаббро-амфиболит	Амфиболит плагиоклазовый	Милонит по вулканиту?	Мета-андезит-базальт	Андезит-базальт плагиофировый	Мета-вулканит
№ пр.	3268-3	4023-4А	4023-8	4023-1	3285	4025-3	4025-5	2714/1	2504-2	216	2504-1
SiO₂	49,30	49,71	49,98	50,11	50,20	50,61	51,11	40,70	52,48	52,80	62,72
TiO₂	0,86	1,128	1,104	1,140	1,19	0,328	2,020	1,502	2,180	2,02	0,489
Al₂O₃	17,20	15,03	14,47	16,01	16,20	16,98	14,24	15,17	14,34	15,00	12,90
Fe₂O₃	2,50	10,02*	9,56*	8,66 *	3,27	4,75*	13,71*	15,36 *	10,50*	4,61	7,02*
FeO	5,27				5,59			5,12		7,82	
MnO	0,15	0,155	0,141	0,151	0,16	0,089	0,188	0,19	0,116	0,18	0,102
MgO	6,90	7,74	8,70	7,00	6,90	8,23	4,46	6,63	3,12	3,21	3,81
CaO	12,00	11,14	11,87	11,71	11,40	14,05	9,15	10,37	9,57	4,46	6,41
Na₂O	2,31	2,69	2,16	3,00	2,38	3,08	2,99	1,83	3,59	3,38	5,40
K₂O	0,65	0,16	0,29	0,32	0,15	0,21	0,28	2,12	0,16	0,75	0,13
P₂O₅	0,11	0,086	0,095	0,103	0,091	0,006	0,307	0,157	0,321	0,66	0,087
ппп	2,04	2,16	1,62	1,90	1,66	1,77	1,56	6,48	3,75	3,71	1,05
Сумма	99,90	100,06	100,03	100,14	99,70	100,15	100,10	100,57	100,16	99,50	100,13
Микроэлементы, в г/т											
La	3,62				4,58					61,1	
Ce	10,4				12,5					133	
Pr	1,82				2,49					18,4	
Nd	8,09				10,7					83,3	
Sm	1,78				3,37					18,4	
Eu	1,03				1,09					5,94	
Gd	2,69				4,57					20,3	
Tb	0,6				0,67					3,28	
Dy	2,97				5,15					21,9	
Ho	0,62				1					4,01	
Er	1,75				2,65					13,4	
Tm	0,24				0,72					2,22	
Yb	1,6				2,89					12,3	
Lu	0,3				0,49					1,88	
V	186				238					41	
Cr	194				181					18,5	
Ni	76,9				67					1,65	
Rb	8,4				2,01					15,8	
Sr	314				210					219	
Y	16,4				27,9					118	
Zr	61,9				90,5					625	
Nb	1,85				2,37					78,2	
Ba	95,1				19,2					282	
Hf	1,73				2,41					15,1	
Ta	<0.1				0,15					4,03	
Pb	2,81				<1					3,47	
Th	0,34				0,46					6,93	
U	0,22				0,14					2,48	

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый Озк									
№ п/п	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72
Порода	Пироксенит амфиболитизированный	Верлит амфиболитизированный	Верлит серпентинизированный	Милонит по пироксениту	Габбро оливковое амфибол-соссюритовое	Габбро амфибол-соссюритовое	Габбро амфибол-соссюритовое	Клинопироксенит оливковый	Габбро амфибол-соссюритовое	Габброид окварцованный
№ пр.	2713/1	189-1	2705/2	2705/1	189-2	187	3280	215-1	188-2	188-1
SiO ₂	42,90	43,50	44,80	46,30	46,60	47,10	47,12	47,60	48,30	58,50
TiO ₂	1,10	0,17	0,20	0,37	0,34	0,97	0,972	0,27	0,92	0,93
Al ₂ O ₃	13,90	18,30	4,13	13,20	17,50	20,30	18,53	5,31	18,90	20,30
Fe ₂ O ₃	3,32	2,41	6,01	2,75	1,68	3,97	12,62*	3,68	4,03	2,51
FeO	6,23	4,72	3,63	8,71	5,15	6,06		4,35	6,73	2,75
MnO	0,095	0,18	0,15	0,21	0,13	0,19	0,17	0,16	0,20	0,11
MgO	15,50	13,90	23,90	13,30	10,20	4,40	5,15	17,30	5,06	2,21
CaO	13,40	13,30	12,80	10,90	14,00	11,70	9,96	17,50	10,40	4,32
Na ₂ O	1,28	0,17	<0,1	0,75	1,22	2,38	2,85	<0,1	2,78	6,37
K ₂ O	0,31	0,041	<0,01	0,076	0,03	0,19	0,48	0,18	0,17	0,11
P ₂ O ₅	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,15	0,327	<0,05	0,098	0,18
ппп	1,31	2,68	4,97	2,46	2,46	1,97	1,95	2,54	1,77	1,29
Сумма	100,00	99,90	101,00	99,90	99,90	100,00	100,14	99,40	100,00	99,80
Микроэлементы, в г/г										
La	1,33	1,29	0,42	0,79	1,24	7,83		1,07	5,5	11,9
Ce	3,5	3,17	1,1	2,26	3,01	18,8		2,86	14,8	31,4
Pr	0,65	0,45	0,18	0,35	0,48	2,6		0,46	2,28	4,91
Nd	3,41	2,23	1,04	1,72	2,87	12,9		2,75	12	25
Sm	1,38	0,56	0,34	0,69	0,93	3,31		0,5	3,29	6,88
Eu	0,51	0,35	0,16	0,31	0,52	1,04		0,41	0,89	2,19
Gd	1,51	0,65	0,47	0,76	1,18	3,16		1,12	3,32	7,27
Tb	0,22	0,11	0,092	0,12	0,22	0,49		0,25	0,57	1,15
Dy	1,47	0,7	0,61	1,04	1,46	3,24		1,54	4	7,5
Ho	0,3	0,19	0,15	0,24	0,32	0,7		0,34	0,85	1,61
Er	0,83	0,45	0,36	0,72	0,88	1,91		0,75	2,52	4,86
Tm	0,13	0,059	0,068	0,12	0,15	0,29		0,15	0,39	0,7
Yb	0,59	0,39	0,35	0,65	0,88	1,71		0,6	2,48	4,2
Lu	0,09	0,059	0,048	0,08	0,091	0,27		0,12	0,33	0,68
V	389	75,3	186	303	160	329		367	315	50,1
Cr	249	1190	1590	135	364	129		912	101	151
Ni	90,4	250	221	24,6	85,7	18,6		219	7,45	7,6
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	2,89		3,61	2,22	2,02
Sr	280	301	19,1	149	247	425		21,9	333	204
Y	7,64	4,34	3,45	6,14	8,59	18,2		7,8	23	42,7
Zr	8,13	11,5	3,72	7,53	16,2	42,2		11	62,5	341
Nb	0,85	0,51	<0,5	0,88	0,62	4,89		1,05	3,93	9,61
Ba	108	23	8,53	25,7	125	84,5		17,8	79,6	56,5
Hf	0,32	0,3	0,15	0,26	0,51	1,2		0,39	1,63	8,65
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,26		<0,1	0,19	0,56
Pb	<1	<1	<1	<1	<1	1,04		<1	<1	<1
Th	0,12	<0,1	<0,1	0,14	<0,1	0,39		0,25	0,15	0,34
U	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,11		0,16	<0,1	0,27

Продолжение приложения 8

Комплекс, свита	O ₃ -S ₁ sm	vS ₁ l ₁	S ₁ pv	vS ₁ tk	qδS ₁₋₂ s		D ₁ pr		D ₁ ap	
№ п/п	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82
Порода	Сланец по породам основного состава	Габбро-диорит	Сланец португальско-основного состава	Габбро-норит амфиболит. и сосюртитиз	Габбро-диорит	Диорит кварцосодержащий	Сланец эпидот-биотит-актинолит-кварцевый		Базальт пироксен-плагиофировый	Эссексит-долерит
№ пр.	3311	132	2710/1	2605-1	2715/1	2716/1	с-10/43,5	10/35,	203-3	202
SiO ₂	51,20	49,50	50,40	50,50	48,50	54,00	58,60	58,70	46,20	47,90
TiO ₂	0,95	0,87	0,59	0,88	0,82	0,74	0,92	0,68	1,77	3,74
Al ₂ O ₃	16,30	15,50	18,20	18,30	19,40	17,90	16,30	17,20	15,70	13,00
Fe ₂ O ₃	8,53	1,71	2,41	5,02	4,67	2,76	4,69	7,04	13,10	8,31
FeO	3,31	11,20	2,59	4,43	5,18	5,80	3,53	0,83	0,70	6,46
MnO	0,17	0,23	0,30	0,20	0,21	0,18	0,15	0,10	0,081	0,27
MgO	4,09	4,90	3,15	3,84	5,53	3,94	3,06	2,67	3,75	5,15
CaO	8,37	8,46	9,44	9,26	9,80	8,00	3,77	2,83	11,60	6,84
Na ₂ O	3,29	4,53	3,09	2,72	1,77	2,76	6,02	5,59	3,09	3,32
K ₂ O	0,07	0,16	3,46	1,10	0,60	0,99	1,18	2,14	0,16	1,32
P ₂ O ₅	0,29	0,094	0,34	0,11	0,11	0,12	0,22	0,23	0,16	0,46
nnn	2,75	0,93	5,55	2,54	2,97	2,02	1,16	1,84	3,41	2,23
Сумма	99,60	99,30	99,90	99,50	100,00	99,90	100,00	99,90	99,80	99,70
Микроэлементы, в г/т										
La	7,32	3,64	27,7	13,7	5,45	9,01	17,4	17,7	7,33	25,4
Ce	18,2	9,3	56,2	26,2	11,2	20,3	38,8	40,8	17,9	56,2
Pr	2,9	1,34	6,98	3,8	1,49	2,93	5,34	5,34	2,76	8,09
Nd	14,2	6,67	30,8	14,1	7,31	11,6	23,8	23,6	14,5	35,6
Sm	4,18	1,87	6,73	2,94	1,79	3,35	5,5	4,81	4,46	8,41
Eu	1,05	0,61	1,91	1,48	0,93	1	1,39	1,17	1,94	3,14
Gd	3,35	1,84	5,68	3,7	1,87	3,21	5,19	4,56	4,98	8,64
Tb	0,43	0,34	0,68	0,49	0,27	0,46	0,72	0,62	0,97	1,57
Dy	2,87	2,23	3,45	3,43	1,88	3,25	4,69	3,57	5,89	9,07
Ho	0,57	0,49	0,64	0,77	0,41	0,8	1,04	0,75	1,28	1,73
Er	1,54	1,52	1,7	2	1,22	2,34	3,21	2,39	3,51	5,06
Tm	0,22	0,24	0,3	0,36	0,19	0,33	0,47	0,33	0,6	0,7
Yb	1,34	1,52	1,62	2,11	1,24	2,07	2,85	2,1	3,27	4,15
Lu	0,21	0,23	0,23	0,37	0,18	0,36	0,46	0,35	0,46	0,7
V	354	333	268	245	251	204	186	156	354	430
Cr	725	72,4	114	55,9	56,1	58,3	142	72,5	386	109
Ni	11,7	10,4	12	9,2	13,5	5,87	12,6	7,09	125	48,3
Rb	<2	<2	43,9	29,7	9,87	16	15,9	39,1	3,92	14,3
Sr	453	320	559	490	577	425	240	208	112	189
Y	15,5	13,7	17,5	17,8	11,4	20,2	27,1	21,1	33,1	44,8
Zr	59,9	31,2	79,6	73	21,1	62,9	117	140	90,6	291
Nb	2,27	0,79	6,1	7,5	2	5,29	7,42	5,05	7,79	29,1
Ba	50,2	69,2	945	250	219	243	225	295	73,9	444
Hf	1,62	0,98	2,09	2,3	0,58	1,62	3,07	3,63	2,55	6,87
Ta	0,16	<0,1	0,35	0,43	0,14	0,34	0,51	0,37	0,41	1,64
Pb	<1	1,04	6,19	6,7	1,39	1,99	3,59	2,58	5,18	1,28
Th	0,6	0,54	3,77	5,53	0,27	0,52	2,29	4,09	0,58	1,96
U	0,24	0,13	1,4	1,05	<0,1	0,17	0,72	1,34	0,28	0,73

* - указано общее содержание железа

**Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок,
показанных на геологической карте**

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник информации, авторский № объекта
I-4	1	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает терригенные образования перевозской свиты (D ₁ rg).	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-31
I-4	2	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает образования именновской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-32
I-4	3	Типовой разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (западная часть). Скважина вскрыла разрез шемурской свиты (O ₃ -S ₁ sm).	[Зенков, Шилов, 1979] С-45
I-4	4	Типовой разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (западная часть). Скважина вскрыла разрез павдинской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979] Скв. С-40
I-4	5	Типовой разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (западная часть). Скважина вскрыла разрез павдинской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979] Скв. С-34
I-4	6	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает образования именновской свиты (S ₁₋₂ im).	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-33
I-4	7	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает вулканогенные образования перевозской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-29
I-4	8	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает вулканогенно-осадочные образования перевозской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-27
I-4	9	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает образования красноуральской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-26
I-4	10	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в урочище Воробьи (восточная часть). Скважина вскрывает образования красноуральской свиты.	[Зенков, Шилов, 1979].скв. С-25
I-2	11	Стратотип уткинской свиты (C ₃ u) в составе ритмично переслаивающихся т-серых, зеленовато-серых и бурых аргиллитов известковистых, алевролитов и песчаников с прослоями мергелей, известняков. Мощность в стратотипе 60-95 м. Координаты: х 10499505,602; у 6346780,218	[Фредерикс, 1932], Камень Дыроватый
II-3	12	Типовой геологический разрез по линии шурфов на Трёкинском участке. В западной части в обнажении образования такатинской свиты (D ₁ tk)	обн. 3399
II-3	13	Типовой геологический разрез по линии шурфов на Трёкинском участке, вскрывающих шурфами образования чернокаменной и усть-сылвицкой свит объединённых (V ₂ čk+us).	[Парфёнов, 1983], шурф III-1052
II-3	14	Типовой геологический разрез по линии шурфов на Трёкинском участке. В западной части в обнажении образования такатинской свиты (D ₁ tk)	[Парфёнов, 1983], обн.1389
II-3	15	Типовой геологический разрез по линии шурфов на Трёкинском участке. Шурф чернокаменной и усть-сылвицкой свит нерасчленённых (V ₂ čk-us).	[Парфёнов, 1983], шурф III-1064
II-3	16	Типовой геологический разрез по линии шурфов на Трёкинском участке. В западной части в обнажении образования такатинской свиты (D ₁ tk)	3400
II-4	17	Типовой геологический разрез по Пальниковскому профилю. Скважина вскрыла перевозскую свиту.	скв. С-10
II-4	18	Типовой геологический разрез по Пальниковскому профилю. Скважина вскрыла образования серовского комплекса с минерализацией хромита.	С-12

Продолжение Приложения 9

II-4	19	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла западный контакт клыктанской свиты (RF ₃ kl) с образованиями федотовской и усьвинской свит нерасчленённых (RF ₃ fd-us)	[Парфёнов, 1983], скв. С-250
II-4	20	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла образования федотовской и усьвинской свит нерасчленённых (RF ₃ fd-us)	[Парфёнов, 1983], скв. С-251
II-4	21	Опорное обнажение в пределах Кустовского профиля (небольшой карьер) вскрывает восточный контакт с образованиями клыктанской свиты и терригенной части разреза билимбаевской толщи	3316
II-4	22	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла терригенную часть разреза билимбаевской толщи (O ₃ -S ₁ bl)	[Парфёнов, 1983], С-256
II-1	23	Аракаевская параметрическая скважина гл. 5207 м к Ю от ст. Сабик в пределах Становой структуры.	[Грибова, 2012]
II-4	24	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла мраморизованные известняки клыктанской свиты (RF ₃ kl).	[Парфёнов, 1983], С-246
II-4	25	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла терригенную часть разреза билимбаевской толщи (O ₃ -S ₁ bl)	[Парфёнов, 1983], С-252
II-3	26	Типовой геологический разрез по линии шурфов № 40. Шурф вскрыл образования чусовской и чеславской свит объединённых (D ₂ čs+čl)	[Парфёнов, 1983] Ш1822
II-3	27	Типовой геологический разрез по линии шурфов № 40. Шурф вскрыл образования чусовской и чеславской свит объединённых (D ₂ čs+čl)	[Парфёнов, 1983] Ш1803
II-3	28	Типовой геологический разрез по линии шурфов № 40. Шурф вскрыл образования пашийской, кыновской, саргавской и доманиковой свит объединённых (D ₂ -3pš+dm)	[Парфёнов, 1983], Ш1547
II-3	29	Типовой геологический разрез по линии шурфов № 40. Шурф вскрыл образования пашийской, кыновской, саргавской и доманиковой свит объединённых (D ₂ -3pš+dm)	[Парфёнов, 1983], Ш1554
II-3	30	Типовой геологический разрез по линии шурфов № 40. Шурф вскрыл образования пашийской, кыновской, саргавской и доманиковой свит объединённых (D ₂ -3pš+dm)	[Парфёнов, 1983], Ш1800
II-3	31	Геологический разрез по линии скважин Кормовищенского профиля (западная часть), вскрывший образования в западном направлении (D ₂ čs+čl) свит объединённых	обн. 3374
II-3	32	Типовой геологический разрез по линии скважин Кормовищенского профиля (западная часть). Скважина вскрыла образования (D ₁₋₂ vz+af) свит объединённых	[Парфёнов, 1983] скв. С-274
II-3	33	Типовой геологический разрез по линии скважин Кормовищенского профиля. Скважина вскрыла образования (D ₂ čs+čl) свит объединённых	[Парфёнов, 1983] скв. С-275
II-3	34	Типовой геологический разрез по линии скважин Кормовищенского профиля. Скважина вскрыла образования (D ₁₋₂ vz+af)	[Парфёнов, 1983] скв. С-273
II-3	35	Типовой геологический разрез по линии скважин Кормовищенского профиля. Скважина вскрыла образования (D ₂ čs+čl) свит объединённых	[Парфёнов, 1983] скв. С-279
II-4	36	Типовой геологический разрез по Кормовищенскому профилю. Скважина вскрыла образования федотовской и усьвинской свит нерасчленённых (RF ₃ fd+us)	[Парфёнов, 1983] С-282
II-4	37	Типовой геологический разрез по Кустовскому профилю. Скважина вскрыла терригенную часть разреза билимбаевской толщи (O ₃ -S ₁ bl)	[Парфёнов, 1983], С-254
II-4	38	Типовой геологический разрез по Кормовищенскому профилю. Скважина вскрывает такатинскую свиту (D ₁ tk)	[Парфёнов, 1983] С-264
III-4	39	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин на Липовском профиле. Скважина вскрыла федотовскую и усьвинскую свиты нерасчленённые (RF ₃ fd-us)	[Парфёнов, 1983] скв. С-14
III-4	40	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин на Липовском профиле. Скважина вскрыла контакт верхнего рифея (RF ₃ fd-us) и такатинской свиты.	[Парфёнов, 1983] скв. С-15

Продолжение Приложения 9

III-4	41	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин на Липовском профиле. Скважина вскрыла разрез такатинской свиты.	[Парфёнов, 1983] С-286
III-4	42	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин на Липовском профиле. Скважина вскрыла разрез вязовской, койвенской и бийской свит объединённых ($D_{1-2} \text{ vz} + \text{bs}$)	[Парфёнов, 1983] С-284
III-3	43	Типовой разрез карбонатной пачки билимбаевской толщи в опорном обнажении	Обн. 3183
III-1	44	Стратотип чигишанской свиты ($P_1\text{čg}$) в карьерах на р. Чигишан к С от Бисертского завода. Ритмичное чередование алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников с прослоями известняков (местами линзы рифогенных известняков), гравелитов и конгломератов. Мощность в стратотипе до 900 м. Координаты: х 10491751,362 у 6315088,084	[Пермяков, 1940] р. Чигишан на ЮВ склоне г. Дикой
III-3	45	Типовой геологический разрез по профилю поисково-картировочных скважин у ст. Бойцы. Скважина вскрыла разрез малыгинской свиты.	[Парфёнов, 1983] скв. С-212
III-3	46	Типовой геологический по профилю поисково-картировочных скважин у ст. Бойцы. Скважина вскрыла разрез карбонатной пачки билимбаевской толщи	[Парфёнов, 1983] скв. С-201
III-3	47	Типовой геологический по профилю поисково-картировочных скважин у ст. Бойцы. Скважина вскрыла разрез карбонатной пачки билимбаевской толщи	[Парфёнов, 1983] скв. С-208
III-3	48	Опорное обнажение карбонатной пачки билимбаевской толщи	Обн. 209
III-3	49	Типовой геологический разрез по Бойцовскому профилю. Скважина вскрыла терригенную пачку билимбаевской толщи (O_3-S_{1bl})	скв. С-9
III-3	50	Типовой геологический разрез по Бойцовскому профилю. Скважина вскрыла нижне-среднедевонские образования вязовской, койвенской и бийской свит объединённых.	скв. С-6
III-4	51	Опорный разрез наурзумской свиты у д. Битимка. В скв. 10 под аллювиальным комплексом камышловской террасы в интервале 7,0-29,5 м глина каолиновая желтовато-светло-серая, местами желтовато-бурая с прослоями песка гравийного, кварцевого с кварцевой галькой.	[Парфёнов, 1983] Битимский профиль, скв. 10
III-4	52	Типовой разрез хомасьинской свиты у ст. Подволошная	обн. 4001
III-3	53	Типовой разрез малыгинской свиты по линии шурфов к С от р. Расковалиха. Шурф вскрыл терригенную (западная) часть разреза малыгинской свиты.	[Парфёнов, 1983], III-541
III-3	54	Опорное обнажение терригенной (западной) части разреза малыгинской свиты (O_{2-3ml})	обн 3164
III-3	55	Типовой геологический разрез малыгинской свиты по линии шурфов к С от р. Расковалиха. Шурф вскрыл контакт малыгинской свиты и билимбаевской толщи.	[Парфёнов, 1983], III-521
III-3	56	Типовой геологический разрез малыгинской свиты по линии шурфов к С от р. Расковалиха. Шурф вскрыл карбонатную часть разреза билимбаевской толщи.	[Парфёнов, 1983], III-542
III-3	57	Типовой геологический разрез к ЮЗ от д. Черемши. Скважина вскрыла карбонатно-терригенную пачку билимбаевской толщи.	[Парфёнов, 1983] скв. П-8127
III-3	58	Типовой геологический разрез к ЮЗ от д. Черемши. Скважина вскрыла карбонатно-терригенную пачку билимбаевской толщи.	[Парфёнов, 1983] скв. П-8125
III-3	59	Опорное обнажение вулканогенной части разреза малыгинской свиты (O_{2-3ml})	обн 3162
III-1	60	Стратотип бисертской свиты на северном берегу Бисертского пруда. Пачка аргиллитов и алевролитов зеленовато-серых с прослоями песчаника и линзами мелкогалечных конгломератов. Координаты: х 10487271,013, у 6305198,444	[Чувазов, Дюпина, 1973] Обн. 66
III-4	61	Опорное обнажение хомасьинской свиты (O_{1-2hm}).	обн. 4002
IV-4	62	Типовой геологический разрез в восточной части Хомутовского профиля. Скважина вскрывает контакт выйской и хомасьинской свит	[Парфёнов, 1983], скважины С-239

Продолжение приложения 9

IV-4	63	Типовой геологический разрез в восточной части Хомутовского профиля. Скважина вскрывает образования выйской свиты (O ₂₋₃ vs).	[Парфёнов, 1983], скважины С-243
IV-2	64	Линия структурных скважин вскрывших Бардымско-Киргизшанскую аллохтонную структуру и подстилающие её девонские образования параавтохтона	[Десятниченко, 1976] скв. 2703
IV-2	65	Линия структурных скважин вскрывших Бардымско-Киргизшанскую аллохтонную структуру и подстилающие её девонские образования параавтохтона	[Десятниченко, 1976] скв. 2705
IV-2	66	Линия структурных скважин вскрывших Бардымско-Киргизшанскую аллохтонную структуру и подстилающие её девонские образования параавтохтона	[Десятниченко, 1976] скв. 2704
IV-3	67	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин Атигского участка. Скважина вскрыла разрез колчимской свиты	[Парфёнов, 1983] скв. С-102
IV-3	68	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин Атигского участка. Скважина вскрыла разрез колчимской свиты	[Парфёнов, 1983] скв. С-107
IV-3	69	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в левобережье р. Листвянка. Скважина вскрыла малыгинскую свиту	[Парфёнов, 1983] скв. С-96
IV-3	70	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в левобережье р. Листвянка. Скважина вскрыла мельничную толщу (D ₁ ml)	[Парфёнов, 1983] скв. С-100
IV-3	71	Типовой геологический разрез по линии картировочных скважин в левобережье р. Листвянка. Скважина вскрыла аракаевскую толщу (S _{1-2aг})	[Парфёнов, 1983] скв. С-101
IV-2	72	Опорное обнажение верхней части заставкинской свиты в западном блоке к СЗ от утраченного стратотипа, представленный ритмично переслаивающимися вишнево-коричневыми глинистыми сланцами, зеленовато-серыми алевролитами, песчаниками кварцевыми с линзовидными прослоями конгломератов и конгломератами с линзовидными прослоями песчаников.	обн. 200
IV-3	73	Типовой разрез по Цыбихинскому буровому профилю. Скважина С-5 до глубины 51,5 м вскрыла образования укарской свиты (Vuz) и через линейную кору выветривания вошла в вулканогенные образования малыгинской свиты.	скв. С-5
IV-3	74	Типовой геологический разрез по Цыбихинскому буровому профилю. Скважина вскрыла карбонатный разрез аракаевской толщи.	скв. С-1
III-3	75	Типовой геологический разрез по профилю поисково-картировочных скважин у ст. Бойцы Скважина вскрыла карбонатную пачку билимбаевской толщи	[Парфёнов, 1983] скв. С-201

ПРИЛОЖЕНИЕ 10

**Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок,
показанных на геологической карте четвертичных образований**

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник ин- формации, ав- торский № объекта
I-4	1	Скважина вскрывает делювиальные и аллювиальные отложения горбуновского горизонта (d,aHgr) в интервале 0,35 – 10,2 глина серая с обломками кварцевых песчаников и известняков	[Лунегов, 1960], С-60
II.3	2	В обнажении на правом берегу р. Чусовой в дер. Коуровка под делювиальной супесью с гравийником (0,2-0,7м dIIIpu) в интервале глубин 0,7-5,0 м песок и галечник режевской террасы (a ¹ IIIr)	[Успенская, 2004], опорное обнажение
II.4	3	В интервале 0,1-2 м вскрыты отложения десерпция (drIIIpu) щебень от крупного до мелкого, валуны	[Парфёнов, 1983], скв. 7917
II.4	4	В скважине в интервале 0,1-2,1 вскрыты суглинки с щебнем делювия североуральского надгоризонта (dIIIsv); в интервале 2.1-20,0 м вскрыт имповой разрез кундравинского надгоризонта, представленный глинами песчаными с мелким щебнем выветрелых пород (dlkn)	[Парфёнов, 1983], скв. 7912
III.4	5	В скважине вскрыт типовой разрез кундравинского надгоризонта в составе глин т-коричневых, песчаных с мелким щебнем выветрелых пород.	[Парфёнов, 1983], скв. 290
III.3	6	В скважине в интервале 0,3-6,8 вскрыты глины бурые песчаные с гравийником и галькой делювия североуральского надгоризонта (dIIIsv); в интервале 6,8-20,0 м вскрыта вторая надпойменная терраса суглинки бурые с прослоями песка и галечника камышловской террасы (a ² IIIk)	[Парфёнов, 1983], скв. ГУ-96
III.1	7	Скважиной вскрыт на р. Чигишан русловые образования: галечник, гравийник и песок аллювия горбуновского горизонта (aHgr)	[Успенская, 2004], С-3
III.4	8	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского (0,1-0,6 м) надгоризонта и аллювий камышловской террасы (0,6-18,5 м). dIIIsv представлен глиной бурой песчаной, а a ¹ IIIk песками гравийными с галькой в основном кварца, прослоями песчаной глины и гравийниками.	[Парфёнов, 1983], скв. С-10
III.3	9	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского и среднеуральского надгоризонтов.	[Парфёнов, 1983], скв. 279
III.2	10	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского и среднеуральского надгоризонтов.	[Успенская, 2004], скв. 338
III.2	11	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского и среднеуральского надгоризонтов	[Успенская, 2004], скв. 335
III.2	12	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского и среднеуральского надгоризонтов	[Успенская, 2004], скв. 332
III.2	13	Скважиной вскрыты делювиальные образования североуральского и среднеуральского надгоризонтов	[Успенская, 2004], скв. 330

Окончание Приложения 10

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник ин- формации, ав- торский № объекта
III.2	14	Скважиной вскрыт делювий среднеуральского надгори- зонта до глубины 13 м (dIIsr)	[Успенская, 2004], скв. 322
III.3	15	Скважиной вскрыт делювий среднеуральского надгори- зонта (dIIsr)	[Успенская, 2004], скв. 313
IV.4	16	Скважина вскрыла в интервале 0,0-3,8 м глину бурую с примесью щебня и дресвы сланцев элювия и делювия плейстоцена (e,dP)	[Парфёнов, 1983], скв. 239

ПРИЛОЖЕНИЕ 1 1
**Список пунктов, для которых имеются определения флоры и фауны на листе
 О-40-XXX**

№ клетки	Описание	Возраст	Источник ин- формации, ав- торский № объекта
I-4	Микрофитолиды <i>Ambigolameliatus horridus</i> Z. Zhur., <i>Vesicularites bothydioformis</i> (Krasnop), <i>V. reticularitus</i> Nar., <i>V. lobatus</i> Reitl., <i>Vermiculites tortuosus</i> Reitl., <i>V. irregularis</i> (Reitl.), <i>Nubecularites abustus</i> Z. Zhur., <i>Radiosus krylovi</i> Zabr., <i>Radiosus</i> sp., елкие <i>Osagia</i>	RF2 нижняя часть кудашского горизонта.	[Парфёнов, 1983ф] лев. приток р. Казачий Шишим
I-4	строматолиты <i>Katavia karatavica</i> Kryl.	тангаурский горизонт каратавия	[Парфёнов, 1983ф] лев. берег р. Казачий Шишим, в 1,7 км выше его устья
III-1	конодонты <i>Drepanoistodus</i> sp., <i>Oneotodus</i> aff. <i>mitratus</i> Moskalenko, <i>Pigodus</i> aff. <i>serrus</i> Bergström.	средний ордовик	Обн. 4001
III-3	конодонты <i>Drepanoistodus</i> cf. <i>suberectus</i> (Br. et Mehl), <i>Walliserodus</i> cf. <i>curvatus</i> (Br. et Br.)	верхний ордовик	скв. 8/68,0 Бойцовский профиль
III-3	брахиоподы <i>Clitambonites</i> ex. gr. <i>squamatus</i> (Pahlen), трилобиты <i>Estoniops</i> cf. <i>latus</i> Ancigin; криноидеи <i>Cyclocyclicus</i> cf. <i>variabilis</i> Yelt., <i>Simplocrinus</i> cf. <i>crassiformis</i> (Yelt.), <i>Pentagonocyclicus</i> cf. <i>bifidus</i> Yelt.	тыпыльский и чердынский горизонты верхнего ордовика.	[Парфёнов, 1983ф] ст. Бойцы, обн. 802
IV-4	конодонты <i>Drepanoistodus</i> sp., <i>Walliserodus</i> sp.	средний – верхний ордовик	обн. 11 в правобережье р. Медвежка
III-3	строматопоры <i>Rhabdotetradium ridleyanum</i> (Bassler)	тыпыльский горизонт верхнего ордовика	[Парфёнов, 1983ф] ст. Бойцы, ж/д выемка
III-3	криноидеи <i>Conspectocrinus</i> ex gr. <i>celticus</i> Chauvel et Meen, <i>Cyclocharax paucicrenellatus</i> Le Menn, <i>Multifidocrinus multifidus</i> Stuk.	средний-верхний ордовик	[Мамин, 1982ф] скв. П-8126/43-45 м.д. Черемша
III-3	брахиоподы <i>Hesperorthis</i> aff. <i>angustus</i> V. Bond	средний-верхний ордовик	[Мамин, 1982ф] скв. П-8126/ 86,0.д. Черемша
III-3	табуляты <i>Favosites</i> cf. <i>gothlandicus</i> (Lam.), <i>Palaeofavosites balticus</i> (Ruch.), <i>Coenites</i> cf. <i>crassimuralis</i> Yanet	лландоверийский отдел, теллический ярус нижнего силура	[Мамин, 1982ф] скв. П-8121/58м, д. Черемша
III-3	строматопоры <i>Cystostroma</i> ex gr. <i>concinnum</i> (Ivanov)	верхний ордовик-нижний силур	[Мамин, 1982ф] скв. П-8121/64-66 м, д. Черемша
III-3	конодонты <i>Distomodus</i> cf. <i>kentuckyensis</i> Br. et Br., <i>Ozarkodina</i> cf. <i>aldrige</i> Uyeno et Barns, <i>Ozarkodina</i> cf. <i>protexcavata</i> Cooper, <i>Walliserodus</i> cf. <i>curvatus</i> (Br. et Br.), <i>Walliserodus</i> cf. <i>amplissimus</i> (Serpagli)	верхний ордовик – нижний силур зона D. <i>kentuckyensis</i>	обн. 207-6, междуречье Черемши и Большой Печенки
III-3	конодонты <i>Distomodus</i> cf. <i>kentuckyensis</i> Br. et Br., <i>Ozarkodina</i> cf. <i>aldrige</i> Uyeno et Barns, <i>Ozarkodina</i> cf. <i>protexcavata</i> Cooper, <i>Walliserodus</i> cf. <i>curvatus</i> (Br. et Br.), <i>Walliserodus</i> cf. <i>amplissimus</i> (Serpagli)	верхний ордовик – нижний силур зона D. <i>kentuckyensis</i>	обн. 2019-5 междуречье Черемши и Большой Печенки
III-3	Криноидеи <i>Altimarginalicrinus altimarginalis</i> Yelt.	средний-верхний ордовик	[Мамин, 1982ф] скв. П-8127/22 м.-д. Черемша

Продолжение приложения 11

IV-2	конодонты <i>Falodus prodentatus</i> (Graves et Ellison), <i>F. robustus</i> Bergström, <i>Paracordylodus lindstromi</i> Bergström, <i>Prioniodina</i> cf. <i>macrodentata</i> (Graves et Ellison), <i>Prioniodus</i> cf. <i>alatus</i> Hadding, <i>Prioniodus variabilis</i> Bergström. <i>Roundya</i> cf. <i>gracilis</i> (Rhodes)	средний – верхний ордовик чердынско-горизонт	[Иванов, 1983] северный берег нижнесергинско-го пруда.
III-4	конодонты <i>Distomodus</i> sp., <i>Oulodus</i> sp., <i>Walliserodus</i> sp.	лландоверийского подотдела нижнего силура	обн. 50
IV-3	криноидеи <i>Cyclocharax</i> cf. <i>paucicrenellatus</i> Le Menn, <i>Multidocrinus</i> cf. <i>multifidus</i> Stuk.	верхний ордовик – нижний силур	[Парфёнов, 1983] скважина С-105/2,1-16 м
IV-3	табуляты <i>Palaeofavosites</i> cf. <i>alveolaris</i> Goldfuss,	верхний ордовик – нижний силур	[Парфёнов, 1983] скважина С-105/92,6 м
IV-3	табуляты <i>Palaeofavosites</i> cf. <i>alveolaris</i> Goldfuss,	верхний ордовик – нижний силур	[Парфёнов, 1983] скважина С-105/95,3 м
IV-3	строматопоры <i>Cystostroma</i> ex gr. <i>concinnum</i> (Ivanov), табуляты <i>Angopora</i> cf. <i>dubia</i> Yanet, <i>Favosites</i> cf. <i>gothlandicus</i> (Lam.), <i>Rhabdacanthia</i> ex gr. <i>rugosa</i> MEN	телического яруса лландоверийского отдела	[Парфёнов, 1983] скважина С-106/45-100 м
IV-3	ругозы <i>Microplasma</i> aff. <i>gothlandica</i> (Dyb.)	силур	[Парфёнов, 1983] скважина С-106/101 м
IV-2	табуляты <i>Favosites</i> cf. <i>gothlandicus</i> (Lam.), <i>F. pseudoforbessi</i> Sok., <i>Mesofavosites obliquus</i> Sokolov	телического яруса лландоверийского отдела	[Варганов, 1975], карьеры на р. Журавлиха
III-4	табуляты <i>Mesofavosites</i> cf. <i>obliquus</i> Sok., <i>Coenites crassimuralis</i> Yanet, <i>Favosites favosus</i> Goldf., <i>Parastriatopora</i> aff. <i>arctica</i> (Tchern.), <i>Palaeohalysites</i> cf. <i>anikeevi</i> Tchern., ругозы <i>Rhabdacanthia</i> ex gr. <i>aculeata</i> Ivsk. et Shur., криноидеи <i>Eucaliptocrinites</i> (?) cf. <i>subligatus</i> Mil., <i>Crotalocrinites rugosus</i> Milicina, <i>Desmidocrinus</i> cf. <i>macroductylus</i> Angelin., <i>Bystrovicrinus</i> cf. <i>bullosus</i> (Yelt. et Stuk.)	верхи венлокского-низы лудловского отделов	[Парфёнов, 1983] д. Черемша на правом берегу р. Черемша
III-3	конодонты <i>Ancorodella</i> cf. <i>ploekensis</i> Walliser, <i>Ozarkodina</i> cf. <i>crispa</i> (Walliser)	лудловский отдел	обн. 206 р. Черемша
III-4	конодонты <i>Aulocognathus</i> sp., <i>Carniodus</i> aff. <i>cornulus</i> Walliser, <i>Pterospathodus</i> sp.	Шейнвудский ярус нижнего силура, венлокский отдел	: Обн. 53 п. Билимбай
III-4	конодонты <i>Ozarkodina</i> cf. <i>crispa</i> (Walliser), <i>Polygnathoides</i> cf. <i>siluricus</i> Br. et Mehl	лудловский отдел верхнего силура	Обн. 2609 п. Билимбай
III-4	конодонты <i>Polygnathoides</i> cf. <i>siluricus</i> Br. et Mehl	лудловский отдел, верхнего силура	обн. 155 восточный берег Билимбаевского пруда
IV-3	табуляты <i>Favosites pseudoforbessi</i> Sok.	верхний силур	[Варганов, 1975], правый берег р. Листвянка Обн. 2084
III-4	конодонты <i>Ozarkodina</i> cf. <i>crispa</i> (Walliser)	верхний силур лудловский подотдел, лудфордский ярус	скв. 1 гл. 32,0м Цыбихинский профиль

Продолжение приложения 11

IV-2	табуляты <i>Favosites pseudoforbesi</i> Sok., <i>Siringopora schmidtii</i> Tchern.	карповский и белушьянский горизонты верхнего силура	[Варганов 1975] р. Листвянка, п. Атиг обн. 2071,
IV-3	строматопоры <i>Plexodictyon</i> cf. <i>ludovicum</i> Bolchak.; табуляты <i>Favosites pseudoforbesi</i> Sok., <i>Siringopora schmidtii</i> Tchern.; криноидеи <i>Mediocrinus medius</i> Stuk., <i>Pisocrinus</i> (?) <i>astericus</i> Schew. <i>Eucalptocrinus</i> cf. <i>ligatus</i> (Quenst.)	карповский и белушьянский горизонты верхнего силура	[Варганов 1975] р. Листвянка, п. Атиг 2072
II-4	табуляты <i>Favosites pseudoforbesi</i> Sok., <i>Siringopora schmidtii</i> Tchern.	карповский и белушьянский горизонты верхнего силура	[Варганов 1975] р. Листвянка, п. Атиг обн. 2084,
II-4	табуляты <i>Favosites</i> cf. <i>ramiferus</i> Chekh., <i>Siringopora schmidtii</i> Tchern.;	пржидолский отдел верхнего силура	[Варганов 1975] р. Листвянка, п. Атиг 2091
II-4	табуляты <i>Siringopora schmidtii</i> Tchern.; брахиоподы <i>Atrypa</i> cf. <i>camelina</i> Buch., <i>Didymothyris</i> ex gr. <i>didyma</i> (Dalm.)	карповский и белушьянский горизонты верхнего силура	[Варганов 1975] р. Листвянка, п. Атиг обн. 2092
II-4	конодонты <i>Kockella</i> cf. <i>variabilis</i> Walliser, <i>Polygnathoides</i> cf. <i>siluricus</i> Br. et Mehl, <i>Ozarkodina</i> cf. <i>crispa</i> (Walliser)	сизимского и белушьянского горизонтов верхнего силура.	обн. 118 на пр. берегу р. Листвянка в приустьевой части
IV-2	конодонты <i>Eognathodus</i> sp., <i>Ozarkodina</i> sp., <i>Kimognathus</i> sp., <i>Pandorinellina</i> sp., <i>Zieglerodina</i> cf. <i>remcheidensis</i> (Ziegler)	лохковский ярус, нижний девон	обн. 18
IV-2	конодонты <i>Pelekygnathus</i> sp., <i>Eognathodus</i> sp., <i>Ozarkodina</i> sp., <i>Kimognathus</i> sp., <i>Pandorinellina</i> sp.	лохковский ярус, нижний девон	обн. 19
IV-2	конодонты <i>Zieglerodina</i> cf. <i>remcheidensis</i> (Ziegler), <i>Eognathodus</i> sp., <i>Ozarkodina</i> sp., <i>Pandorinellina</i> sp.	лохковский ярус, нижний девон	обн. 20
II-2	конодонты <i>Lanea</i> aff. <i>eleanorae</i> (Lane et Ormiston)	лохковский ярус, нижний девон	обн. 3435
II-2	конодонты <i>Lanea</i> aff. <i>eleanorae</i> (Lane et Ormiston), <i>Pelekygnathus</i> aff. <i>serratus</i> Jentsch., <i>Pelekygnathus</i> sp.	лохковский ярус, нижний девон	обн. 3436
IV-3	табуляты <i>Cladopora actiosa</i> Yanet	лохковский ярус, нижний девон	[Парфёнов, 1983] левобережье р. Листвянка скв. С-100/107 м
III-4	флора <i>Psilophytales</i>	нижний девон	[Парфёнов, 1983], скв. С-286/39 м Липовский профиль
IV-2	конодонты <i>Belodella</i> sp., <i>Eognathodus</i> aff. <i>sulcatus</i> (Philip), <i>Eognathodus</i> sp., <i>Pelekygnathus</i> sp., <i>Panderodus</i> sp.	пражский ярус, нижний девон	обн. 203
IV-2	конодонты: <i>Eognathodus</i> aff. <i>sulcatus</i> (Philip), <i>Kimognathus</i> sp., <i>Pelekygnathus</i> sp., <i>Pandorinellina</i> sp.	пражский ярус, нижний девон	обн. 26 Палёный Увал
IV-2	конодонты: <i>Eognathodus</i> aff. <i>sulcatus</i> (Philip), <i>Kimognathus</i> sp., <i>Pelekygnathus</i> sp., <i>Pandorinellina</i> sp., <i>Hindeodella</i> sp.	пражский ярус, нижний девон	обн. 27 Палёный Увал
IV-3	конодонты <i>Belodella</i> cf. <i>devonica</i> (Stauffer), <i>Pandorinellina</i> cf. <i>steinhornensis miae</i> (Bultynk), <i>Pedavis</i> aff. <i>pesavis</i> (Ziegler), <i>Polygnathus</i> sp.	пражский ярус, нижний девон	обн. 3101 левый берег р. Цыбиха

Продолжение приложения 11

IV-3	конодонты <i>Eocostapolygnathus</i> aff. <i>pireneae</i> (Boersma), <i>Eognathodus</i> aff. <i>sulcatus</i> (Philip), <i>Pandorinellina</i> aff. <i>steinhornensis</i> mae Bultynck), <i>Pelekysgnathus</i> sp., <i>Streptotaxis</i> aff. <i>glenisteri</i> Klapper	пражский и низы эмского ярусов, нижний девон	обн. 105-1 северная окраина п. В-Серги
III-2	конодонты <i>Eocostapolygnathus</i> aff. <i>dehiscens</i> Philip et Jaskson, <i>Pandorinellina</i> cf. <i>steinhornensis</i> (Ziegler)	низов эмского яруса нижнего девона	обн. 121 в карьере у истоков р. Петрушиха
III-2	конодонты <i>Eognathodus</i> aff. <i>sulcatus</i> (Philip), <i>Eocostapolygnathus</i> aff. <i>pireneae</i> (Boersma), <i>Kimognathus</i> sp.	пражский ярус, нижний девон	обн. 3433 на западном склоне г. Шадровский Камень
III-4	табуляты <i>Favosites goldfussi</i> d'Orb., <i>Syringopora</i> cf. <i>eifeliensis</i> Schlüt., <i>Thamnopora aliena</i> Yanet; ругозы <i>Tryplasma</i> cf. <i>aequabilis</i> Lonsd.; брахиоподы <i>Zdimir pseudobaschkiricus</i> (Tschern.), остракоды <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Möelleritia möelleri</i> (Schm.), <i>Knoxiella inserica</i> Pol., <i>Polenovula crassa</i> (Pol.).	вязовского – бийского горизонтов, нижнего-среднего девона	[Парфёнов, 1983]. Сухореченский карьер
IV-2	остракоды <i>Aparchitellina domratchevi</i> Pol. <i>Aparchitellina</i> ex gr. <i>adrianovae</i> Pol., <i>Carbonita grandis</i> Pol.,	Нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], скважины У-131/42, профиль СХХ «Солдатка»,
IV-2	остракоды <i>Möelleritia</i> ex gr. <i>barbotana</i> (Schm.),	Нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], скважины У-131/86
IV-2	строматопораты <i>Stellopora analoga</i> Bogoyavl., <i>Stellopora vesiculosa</i> (Ermak.), табуляты <i>Alveolites</i> cf. <i>goldfussi</i> Bill., <i>Gracilopora</i> cf. <i>vermicularis</i> M'Coy, <i>Syringopora supragigantea</i> Sok, ругозы <i>Tryplasma devoniana</i> Soshk., криноидеи <i>Cupressocrinites rossicus</i> Antr., <i>Cupressocrinites</i> cf. <i>crassus</i> Goldf.	нижний-средний девон, вязовский – бийский горизонты	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 31
IV-2	строматопоры <i>Actinostroma</i> ex gr. <i>hebbornense</i> Nich., <i>Clatrocilona restricta</i> Gall. et St. Jean., <i>Simplexodictyon yakovlevi</i> (Riab.); табуляты: <i>Favosites</i> cf. <i>wagranensis</i> Yanet, <i>F. goldfussi</i> d'Orb; ругозы <i>Keriophylloides</i> cf. <i>astraeiformis</i> Soshk., <i>Tryplasma devoniana</i> Soshk.,	нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 39
IV-2	строматопоры <i>Stellopora spica</i> Bogoyavl., <i>Simplexodictyon yakovlevi</i> (Riab.); табуляты <i>Favosites</i> cf. <i>wagranensis</i> Yanet, <i>Syringopora</i> cf. <i>supragigantea</i> Sok.; ругозы <i>Charactophyllum</i> cf. <i>antiquum</i> Soshk., <i>Tryplasma</i> cf. <i>aequabilis</i> Lonsd.	нижний-средний девон, вязовский – афонинский горизонт	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 40
IV-2	ругозы <i>Lyriellasma</i> cf. <i>petshorensis</i> Soshk	нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 52
IV-2	строматопоры <i>Clathrodictyella pulchra</i> Bogoyavl.	нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 81
IV-2	остракоды <i>Möelleritia</i> cf. <i>quadrigibbera</i> Abush.	нижний девон	[Варганов, 1975], обн. в п. Атиг 92
IV-2	остракоды <i>Möelleritia möelleri</i> (Schm.), <i>M. cf. quadrigibbera</i> Abush., <i>Aparchitellina domratchevi</i> Pol., <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Healdianella</i> aff. <i>parsonia</i> (Wils.)	нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975], обн. по р. Глухова 100
IV-2	остракоды <i>Möelleritia</i> ex gr. <i>barbotana</i> (Schm.), <i>Aparchitellina domratchevi</i> Pol., <i>Carbonita grandis</i> Pol.	нижний – средний девон	[Варганов, 1975], обн. по р. Глухова 102
IV-2	остракоды <i>Aparchitellina domratchevi</i> Pol., <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Möelleritia quadrigibbera</i> Abush., <i>Primitiopsella miranda</i> Pol.	нижний – средний девон	[Варганов, 1975], обн. по р. Глухова 103
III-2	остракоды <i>Aparchitellina domratchevi</i> Pol., <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Cavellina indistincta</i> Pol., <i>Möelleritia</i> cf. <i>egorovi</i> Abush., <i>Primitiopsella miranda</i> Pol.	нижний – средний девон	[Варганов, 1975], обн. по р. Песчаная 130

Продолжение приложения 11

I-2	остракоды <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Möelleritia</i> cf. <i>möelleri</i> (Schm.)	нижний девон, вязовский горизонт	[Парфёнов, 1983] р. Трёка обн 1428
II-3	фораминиферы <i>Parathuramina graciosa</i> Pron., <i>Parathuramina aperturata</i> Pron., <i>Cribrosphaeroides simplex</i> Reith.; остракоды <i>Carbonita grandis</i> Pol., <i>Knoxiella</i> cf. <i>inserica</i> Pol., <i>Möelleritia möelleri</i> (Schm.), <i>Microcheilinella kordonica</i> Pol., <i>Parabairdicypris holuschurmensis</i> (Pol.)	нижний девон, вязовский горизонт	[Парфёнов, 1983] скважина С-272/47-51 Кормовищенского профиля
II-3	фораминиферы <i>Parathuramina graciosa</i> Pron., <i>Parathuramina aperturata</i> Pron., <i>Cribrosphaeroides simplex</i> Reith.	нижний девон, вязовский горизонт	[Парфёнов, 1983] скважина С-272/67 Кормовищенского профиля
III-3	конодонты <i>Belodella</i> sp., <i>Hindeodella</i> sp, <i>Ozarkodina</i> cf. <i>carinthiaca</i> (Schulze)	эмсский ярус нижнего девона	обн. 15 р. Черемша,
III-3	конодонты <i>Belodella devonica</i> (Stauffer), <i>Pandorinellina steinhornensis</i> (Ziegler)	нижний девон, вязовский горизонт	обн. 212 Коноваловский карьер,
III-3	конодонты <i>Ozarkodina</i> cf. <i>carinthiaca</i> (Schulze)	нижний девон, вязовский горизонт	скв. С-6/28 м
III-3	конодонты <i>Pandorinellina</i> cf. <i>steinhornensis</i> (Ziegler)	нижний девон, вязовский горизонт	скв. С-7/16,8
III-3	конодонты <i>Pandorinellina</i> cf. <i>steinhornensis</i> (Ziegler)	нижний девон, вязовский горизонт	скв. С-7/43,3
IV-3	криноидеи <i>Hexacrinites</i> (?) <i>dentatus dentatus</i> (Quenst.)	нижнего-среднего девона	[Парфёнов, 1983] обн. 1122 р. Листвянка
IV-1	остракоды <i>Aparchitellina</i> cf. <i>adrianovae</i> Pol., <i>Healdianella</i> aff. <i>parsonia</i> (Wils.), <i>Carbonita grandis</i> Pol.	нижний девон, вязовский горизонт	[Варганов, 1975] обн. 2332
IV-1	флора <i>Psilophyton goldschmidtii</i> Halle	нижний-средний девон	[Варганов, 1975] скв. 81/67-143,5
III-2	конодонты <i>Polygnathus</i> aff. <i>costatus partitus</i> Klapper	бийский горизонт нижнего-среднего девона	обн. 232 г. Шадровский Камень
IV-1	флора <i>Psilophyton goldschmidtii</i> Halle	нижний-средний девон	[Варганов, 1975] пр. СХІ скв. 84/27-122 м
IV-1	флора <i>Psilophyton goldschmidtii</i> Halle	нижний-средний девон	[Варганов, 1975] пр. СХІ скв. 85/53,6-56,6
IV-1	строматопоры <i>Tienodictyon tachussovensis</i> (Yavor.)	живет=фран	рВарганов, 1975] скв. 34/18-151м
IV-1	брахиоподы <i>Pseudoatrypa devoniana</i> (Webst.), <i>Spinatrypa</i> cf. <i>bifidaeformis</i> (Tschern.)	чусовской-челавский горизонты среднего девона	[Варганов, 1975] скв. 34/189-217м
IV-1	ругозы <i>Disphyllum paschiense</i> (Soshk.); брахиоподы <i>Emanuella subumbona</i> (Hall.), <i>Spinatrypa</i> cf. <i>bifidaeformis</i> (Tschern.)	чусовской-челавский горизонты среднего девона	[Варганов, 1975] скв. 34/229-232м
IV-3	ругозы <i>Disphyllum paschiense</i> (Soshk.), <i>D. fascicularis</i> (Soshk.); брахиоподы <i>Schisophoria</i> ex gr. <i>striatula</i> Schloth.	кыновский и саргаевский г-нты D ₂₋₃	[Варганов, 1960] р. Селиха
II-3	брахиоподы <i>Leiorhynchus</i> cf. <i>megistanus</i> (Le Hon), <i>Cyrtospirifer</i> ex gr. <i>markovskii</i> Nal.	доманиковский горизонт, D ₃	[Печёнкин, 1961], III-308,

Продолжение приложения 11

II-3	брахиоподы <i>Leiorhynchus</i> cf. <i>megistanus</i> (Le Hon), <i>Cyrtospirifer</i> ex gr. <i>markovskii</i> Nal.	доманиковский горизонт, верхнего девона	[Печёнкин, 1961], обн. 1934
II-3	фораминиферами <i>Parathuramina radiata</i> Antrop., <i>Calcisphaera rara</i> Reitl.; рогозы <i>Disphyllum fascicularis</i> (Soshk.); брахиоподы <i>Pseudoatrypa devoniana</i> (Webst.)	кыновского горизонта верхнего девона	[Парфёнов, 1983] р. Чусовая у п. Слобода, III-1824,
IV-1	строматопоры <i>Stellopora laxeperforata</i> Lec., <i>Tienodictyon tachussovensis</i> (Yavor.); брахиоподы <i>Gypidula biplicata</i> (Schnur.), <i>Teodossia anossofi</i> Vern.	мендымского и аскынского горизонтов верхнего девона	[Варганов, 1975] скважины Каменского м-я скв.33/61,6-288 м
IV-1	строматопоры <i>Stellopora desquamata</i> (Lec.), <i>Stellopora laxeperforata</i> Lec., <i>Tienodictyon</i> cf. <i>tachussovensis</i> (Yavor.); табуляты <i>Crassialveolites obtortus</i> (Lec.); брахиоподы <i>Chonetes plebeja</i> Schnur., <i>Hypothyridina cuboides</i> Sow.	мендымского и аскынского горизонтов верхнего девона	[Варганов, 1975] скважины Каменского м-я скв. 56/20,6-154 м
IV-1	строматопоры <i>Novitella spissa</i> (Yavor.); брахиоподы <i>Gypidula biplicata</i> (Schnur.), <i>Teodossia anossofi</i> Vern.	мендымского и аскынского горизонтов верхнего девона	[Варганов, 1975] скважина 258/186,7-274 м линия СII
IV-1	строматопоры <i>Amphipora ramosiensis</i> Yavor., <i>Stellopora</i> ex gr. <i>regina</i> Yavor.; табуляты <i>Crassialveolites</i> cf. <i>obtortus</i> (Lec.), <i>Thamnopora</i> cf. <i>nicholsoni</i> (Frech.)	высотинский горизонт, среднего девона	[Варганов, 1975] скважина 258/290-410 м линия СII
II-3	конодонты <i>Polygnathus</i> cf. <i>normalis</i> Miller et Youngq.	мендымский и аскынский горизонты верхнего девона	обн. 229 р. Б. Шишим у бывшего ДО
II-3	конодонты <i>Polygnathus</i> cf. <i>normalis</i> Miller et Youngq.	мендымский и аскынский горизонты верхнего девона	обн. 230 п. Прогресс р. Чусовая
II-3	конодонты <i>Icriodus</i> cf. <i>alternatus</i> Br. et Mehl	мендымский и аскынский горизонты	обн. 231 п. Прогресс р. Чусовая
IV-3	фораминиферы <i>Parathuramina dagmarae</i> Sul., <i>P. suleomani</i> Lip., <i>Bisphaera irregularis</i> Dir., редкие <i>Quansiendothyra</i> ex gr. <i>communis</i> (Raus.)	фаменский ярус верхнего девона	[Варганов, 1960] р. Утка в 300 м ниже ж/д моста
II-3	фораминиферы: <i>Septaglomospiranella</i> ex gr. <i>primaeva</i> (Raus.) <i>Quasiendothyra</i> ex gr. <i>communis</i> (Raus.)	мурзакаевский – лытвинский горизонт фаменского яруса	[Парфёнов, 1983] д. Трёка обн.5570
II-3	Фораминиферы <i>Vicinesphaera angulata</i> Antr., <i>Vicinisphaera squalida</i> Antr., <i>Septaglomospiranella grozdilovae</i> Pojark., <i>S. primaeva</i> (Raus.), <i>S. compressa</i> Lip., <i>Quasiendothyra</i> ex gr. <i>communis</i> (Raus.)	мурзакаевский – лытвинский горизонт фаменского яруса	[Парфёнов, 1983] д. Трёка обн. 5571
II-3	конодонты <i>Bispathodus</i> sp., <i>Polygnathus</i> aff. <i>parapetus</i> Druce, <i>Siphonodella</i> aff. <i>sulcata</i> Huddle	верхний фамен-турнейский ярус	обн. 224
II-3	конодонты <i>Palmatolepis</i> cf. <i>gracilis gracilis</i> Br. et Mehl, <i>Pa. gracilis sigmoidalis</i> Ziegler, <i>Pa.</i> cf. <i>rugosa ampha</i> Miller	верхний девон, фаменский ярус, мурзакаевский-лытвинский горизонты	обн. 2613
II-3	конодонты <i>Polygnathus</i> cf. <i>perplexus</i> Thomas, <i>Pseudopolygnathus</i> cf. <i>brevipennatus</i> Ziegler.	мурзакаевский – лытвинский горизонт фаменского яруса	обн. 223

Продолжение приложения 11

II-3	конодонты <i>Palmatolepis</i> cf. <i>gracilis gracilis</i> Br. et Mehl,	мурзакаевский – литвинский горизонт фаменского яруса	обн. 2612;
II-2	конодонты <i>Polygnathus</i> aff. <i>parapetus</i> Druce, <i>Siphonodella</i> aff. <i>sulcata</i> Huddle.	турнейского яр.	обн. 225
IV-3	фораминиферы <i>Parathurammia cushmani</i> Sul., <i>P. dagmarae</i> Sul., <i>P. suleimanovi</i> Lip., <i>Septatournayella lebedevae</i> Pojark., <i>Quasiendothyra communis</i> (Raus.), <i>Q. ex gr. konensis</i> (Leb.),	фаменский ярус верхнего девона	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка №1
IV-3	фораминиферы <i>Earlandia elegans</i> (Raus. et Reitl.), <i>Bisphaera malevkensis</i> Bir.	гумеровский и малевский горизонты нижнетурнейского яруса	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка №2
IV-3	фораминиферы: <i>Earlandia aljutovica</i> Reitl., <i>Tournayella discoidea</i> Dain., <i>Chernyshinella minima</i> Lip.	упинский горизонт турнейского яруса	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка №3
IV-3	фораминиферы <i>Chernyshinella glomiformis</i> (Lip.), <i>Ch. disputabilis</i> (Dain.), <i>Ch. triangula</i> Lip., <i>Endothyra chernyshenilliformis</i> (Lip.), <i>Latiendothyra latispiralis</i> (Lip.), <i>Septabrunsiina krainica</i> (Lip.)	черепетский горизонт турнейского яруса	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка №3
IV-3	Фораминиферы <i>Chernyshinella paraglomiformis</i> Lip., <i>Latiendothyra latispiralis</i> (Lip.), <i>Tournayella septata</i> Lip., <i>Vicinisphaera angulata</i> Antr.,	кизеловский горизонт турнейский ярус	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка №4 и 5
IV-3	фораминиферы <i>Tournayella gigantea</i> Lip., <i>T. moelleri</i> Malakh., <i>Spinoendothyra inflata</i> (Lip.), <i>Dainella chomatica</i> (Dain.); табуляты <i>Syringopora ramulosa</i> (Goldf.).	Косьвинский горизонт, турнейский ярус	[Варганов, 1960] разрез «Дружинино» пачка № 6
IV-3	фораминиферы <i>Endothyranopsis convexa</i> (Raus), <i>E. donica</i> (Brazn. et Rost.), <i>Eoparastaffella simplex</i> Vdov., <i>Mediocris mediocris</i> (Viss.), <i>Eorlandia elegans</i> (Raus et Reitl.), <i>Parathurammia suleimanovi</i> Lip., <i>Endothyranopsis compressus</i> (Brady), <i>Pseudolituotubella tenuissima</i> Vdov., <i>Omphalotis omphalota</i> (Raus. et Reitl.), <i>Endothyranopsis donica</i> (Brazhn. et Rost.), <i>Permodiscus contractus</i> Post.	пестерьковский, ильчский и дружининский горизонты нижневизейского-го яруса	[Постоялко, 1975]. разрез «Дружинино»
I-2	фораминиферы <i>Endothyranopsis donica</i> (Brazhn. et Rost.), <i>Eoparastaffella simplex</i> Vdov.	пестерьковский горизонт C1	[Постоялко, 1975] К. Пестерькова
I-2	фораминиферы <i>Ammarchaediscus eospirillinoides</i> (Brazhn.), <i>Eoparastaffella simplex pseudochomata</i> (Brazhn.), <i>Plectogyranopsis paraconvexa</i> (Brazhn. et Rost.), <i>Uralodiscus primaevus</i> (Pron.), <i>U. rotundus</i> (N. Tchern.); табуляты <i>Syringopora porrecta</i> Sok.; брахиоподы <i>Delepinea lebedevi</i> Rot. et Ais., <i>Ovatia markovskii</i> Donar., <i>Globosoproductus mirus</i> (Frcks)	дружининский и тульский горизонты нижнего визе	[Анцыгин 2002], п. Староуткинск у К. Пестерькова
I-2	фораминиферы <i>Ammarchaediscus eospirillinoides</i> (Brazhn.), <i>Eoparastaffella simplex pseudochomata</i> (Brazhn.), <i>Plectogyranopsis paraconvexa</i> (Brazhn. et Rost.), <i>Uralodiscus primaevus</i> (Pron.), <i>U. rotundus</i> (N. Tchern.); табуляты <i>Syringopora porrecta</i> Sok.; брахиоподы <i>Delepinea lebedevi</i> Rot. et Ais., <i>Ovatia markovskii</i> Donar., <i>Globosoproductus mirus</i> (Frcks)	дружининский и тульский горизонты нижнего визе	[Анцыгин 2002], на пр. берегу р. Чусовой напротив МТМ с. Чусовое
I-2	фораминиферы <i>Endothyra similis</i> Raus. et Reitl., <i>E. obsoleta</i> Raus., <i>Endothyranopsis compressa</i> (Raus. et Reitl.), <i>Archaeodiscus krestovnikovi</i> Raus., <i>Ammarchaediscus eospirillinoides</i> (Brazhn.), кораллы <i>Siphonodendron coespitosum</i> (Mart.); брахиоподы <i>Globosoproductus mirus</i> (Frcks.), <i>G. ex gr. tilensis</i> (Bolikh.), <i>G. cf. latus</i> (Bolikh.), <i>Camarotoechia cf. fallax</i> Peetz.,	верхняя часть тульского горизонта визейского яруса	[Анцыгин 2002], п. Староуткинск разрез «Пестерькова» пачка 1

Продолжение приложения 11

I-2	фораминиферы <i>Pojarkovella nibelis</i> (Durk.), <i>Globoendothyra globulus numerabilis</i> (Viss.), <i>Eostaffella prisca</i> Raus.; кораллы <i>Syringopora gracillis</i> Keys., <i>Lithostrotion basaltiformis</i> Phill.; брахиоподы <i>Chaetetes subcapillaris</i> Sok., <i>Megachonetes zimmermanni</i> (Paeck.), <i>Delepiniae comoides</i> (Sow.), <i>Globosoproductus magnificus</i> (Schim.), <i>Semiplanus tulensis</i> Kalash.	алексинский горизонт верхнего визе	[Анцыгин 2002], п. Староуткино у К. Пестерькова разрез «Пестерькова» пачка 2
I-2	Фораминиферы <i>Cribrospira</i> cf. <i>mikhailovi</i> Raus., <i>Endothyranopsis crassa</i> (Brady), <i>Globoendothyra</i> ex gr. <i>globulus</i> (Eichw.), <i>Eostaffella ikensis</i> Viss.; брахиоподы <i>Gigantoproductus giganteus</i> (Sow.), <i>G. striatosulcatus</i> (Schw.), <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>Forschia mikhailovi</i> Dain.,	михайловский горизонт верхнего визе	[Анцыгин 2002], п. Староуткино у К. Пестерькова разрез Пестерькова» пачка 3
I-2	фораминиферы <i>Endothyra similis</i> Raus. et Reith., <i>Bradyina rotula</i> (Eichw.), <i>Eostaffella ikensis tenebrosa</i> Viss., <i>Parastaffella angulata</i> Raus., <i>P. struvi</i> (Moell.); брахиоподы <i>Gigantoproductus striatosulcatus</i> (Schw.), <i>G. giganteus</i> (Sow.), <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>Martinia</i> aff. <i>glabra</i> (Mart.).	веневский горизонт верхнего визе	[Анцыгин 2002], п. Староуткино у К. Пестерькова разрез Пестерькова» пачка 4
I-2	фораминиферы <i>Endothyra prisca</i> Raus. et Reith., <i>Globoendothyra paula</i> (Viss.), <i>Endostaffella parva</i> (Moell.), <i>Eostaffella ikensis pressa</i> Durk., <i>Biseriella parva</i> (N.Tchern.), <i>Eostaffellina schwetzeri</i> (Gan.); брахиоподы <i>Actinoconchus adpressiorus</i> (Ein.), <i>Dictyoclostus pinguis</i> M.-W., <i>Latiproductus latissimus</i> (Sow.), <i>Striatifera striata</i> (Fisch.),	кособорский горизонт серпуховского яруса	[Анцыгин 2002], п. Староуткино, разрез «Бражка» пачка 1
I-2	фораминиферы <i>Eostaffella mirifica</i> Brazhn., <i>E. pseudoovoidea</i> Reith.; водоросли <i>Calcifolium okense</i> Schw. et Bir., <i>Fasciella kizilia</i> Iv.; кораллы <i>Palaeosmilia murchisoni</i> E. et H., <i>P. multiplex</i> (Keys.), <i>Campophyllum carinatum</i> Garr., <i>Gangamophyllum</i> cf. <i>boreale</i> Gorsky; брахиоподы <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>S. magna</i> (Jan.), <i>Gigantoproductus protvensis</i> (Sar.).	протвинского горизонт серпуховского яруса	[Анцыгин 2002], п. Староуткино, разрез «Бражка» пачка 2
I-2	фораминиферы <i>Endothyra bowmani</i> Phill., <i>Pseudoendothyra utkaensis</i> Post., <i>P. singulare</i> Post., <i>P. parasphaerica stricta</i> Reith., <i>Millerella prescula</i> (Gan.), <i>M. anfractuosa</i> Post.; брахиоподы <i>Striatifera grandicula</i> Kalash.	староуткинский горизонт (стратотип) серпуховского яруса	[Анцыгин 2002], п. Староуткино, разрез «Бражка» пачка 2
III-3	Фораминиферы <i>Mediocris breviscula</i> (Gan.), <i>Earlandia elegans</i> (Raus. et Reith.); конодонты <i>Gnathodus bilineatus bilineatus</i> (Roundy), <i>Gnathodus commutatus</i> (Br. et Mehl), <i>Gnathodus monodosus</i> Rhodes, Austin et Druce	верхневизейского яруса	[Парфёнов, 1983] Скважина С-52/12-41 Черемшанский профиль
I-2	фораминиферы <i>Eostaffella acuta pseudostruvei</i> (Raus. et Reith.), <i>Neoarchaediscus gregorii</i> (Dain.), <i>Plectostaffella jakhensis</i> Reith., <i>Pseudostaffella varsanofievae</i> Raus. et Bel., <i>P. antiqua</i> (Dutk.), <i>P. antiqua grandis</i> Schlyk., <i>Schubertella obscura mosquensis</i> Raus.; кораллы <i>Lytvophyllum antiquum</i> (Gorsk.), <i>L. dobroljubovae</i> Vass.; брахиоподы <i>Neochonetes carboniferus</i> (Keis.), <i>Eomarginifera schartimiensis</i> (Jan.), <i>Choristites pseudobisulcatus</i> (Rol.), <i>Ovatia postovata</i> (Semich.), <i>Productus concinnus</i> Sow.	сюранский и акавасский горизонты низов башкирского яруса	[Анцыгин 2002], В 7 км ниже п. Староуткино, р. Чусовая, разрез «Сокол» низы карбонатной толщи
I-2	фораминиферы <i>Globivalvulina eogranulosa</i> Reith., <i>Ozawainella rhombiformis</i> Man., <i>Oz. aurora</i> Grozd. et Leb., <i>Pseudostaffella antiqua posterior</i> Saf., <i>P. magnifica</i> Grozd. et Leb., <i>P. gorskyi</i> (Dutk.), <i>P. proozowei</i> Kir., <i>P. subquadrata</i> Grozd. et Leb., <i>Profusulinella primitiva</i> Sosn., <i>Staffelliformis staffelliformis</i> (Kir.), <i>Tikhonovichella tikhonovichi</i> (Raus.), <i>Verella spicata</i> Dalm., <i>V. baschkirica</i> Leb.; брахиоподы <i>Choristites bisulcatiformis</i> Semich., <i>Ch. lukiensis</i> (Serap.), <i>Ch. mansuyi</i> Chao, <i>Ch. cf. planus</i> Lap., <i>Ch. robustus</i> Semich., <i>Ovatia postovata</i> (Semich.), <i>Productus concinnus</i> Sow., <i>Reticulatia ivanovi</i> (Lap.).	Аскынбашский, таша-стинский и асатауский горизонты башкирского яруса	[Анцыгин 2002], в 7 км ниже п. Староуткино, р. Чусовая, разрез «Сокол» верхи карбонатной толщи

Продолжение приложения 11

III-1	фораминиферы <i>Schubertella</i> ex gr. <i>pauciseptata</i> Raus., <i>Sch.</i> ex gr. <i>obscura</i> Lee et Chen.	средний карбон, московский ярус	[Ненахов, 1958] правый берег р. Крутиха
IV-2	фораминиферы <i>Eofusulina</i> cf. <i>triangula</i> (Raus. et Reitl.), <i>Ozawainella</i> aff. <i>paracompressa</i> Grozd. et Leb., <i>Schubertella gracilis</i> Raus., <i>Sch. pauciseptata</i> Raus., <i>Sch. obscura compressa</i> Raus.	верейский горизонт московского яруса	[Варганов, 1975] верховья р. Гурихи
I-2	фораминиферы: <i>Aljutovella subaljutovica</i> Saf., <i>A. aljuvica</i> (Raus.), <i>Depratina prisca</i> (Depr.), <i>Eofusulina</i> cf. <i>triangula</i> (Raus. et Bel.), <i>Schubertella gracilis</i> Raus., <i>Pseudostaffella subquadrata</i> Grozd. et Leb., <i>P. umbilicata</i> (Putr. et Leont.); брахиоподы <i>Kutorginella stepanovi</i> (Lap.), <i>Tornquistia malinovkensis</i> (E. Sem.).	верейский и каширский горизонты московского яруса	[Анцыгин 2002] в 2 км к СВ от п. Староуткинский, разрез «Крутой Лог»
I-2	фораминиферы <i>Fusulina samarica</i> Raus. et Bel.,	мячковский горизонт верхи московского яруса	[Анцыгин 2002], у ст. Волыны
I-2	фораминиферы <i>Fusiella pulchella</i> (Saf.), <i>Fusulinella praecolaniae</i> Saf., <i>F. colaniae</i> Lee et Chen, <i>F. praebocki</i> Raus., <i>F. schubertellinoides elchanica</i> Raus., <i>Fusulina pseudoelegans</i> Chern., <i>Schubertella mjachkovensis</i> Raus., <i>Wedekidellina uralica</i> Dutk.; брахиоподы <i>Choristites laticostataeformis</i> Milor	Подольский горизонт московского яруса	[Анцыгин 2002], в 4 км к СВ от п. Староуткинский, разрез «Ямная» пачка № 1
I-2	фораминиферы <i>Schubertella mjachkovensis</i> Raus., <i>Sch. magna</i> Lee et Chen, <i>Fusiella pulchella</i> (Saf.), <i>Ozawainella angulata</i> Col., <i>Fusulinella praebocki</i> Raus., <i>F. bocki</i> Moell., <i>Wedekidellina dutkevichi</i> Raus., <i>W. uralica</i> (Dutk.), <i>W. subovata</i> Saf.; <i>Fusulina kamensis</i> Saf.	мячковский горизонт московского яруса	[Анцыгин 2002], в 4 км к СВ от п. Староуткинский, разрез «Ямная» пачка № 2
I-2	фузулиниды <i>Usvaella usvae</i> (Dutk.), <i>Quasifusulina eleganta</i> Schlyk., <i>Q. cayexi kaspiensis</i> Scherb., <i>Tricites pergratus</i> Grozd., <i>T. cf. variabilis</i> Crozd., <i>Pseudofusulina</i> ex gr. <i>gregaria</i> Lee, <i>P. aff. limata</i> Crozd., <i>P. ex gr. krotowi</i> (Schellw.), <i>Rugosofusulina</i> aff. <i>uralensis</i> Ros.	гжельский ярус верхнего карбона	[Анцыгин 2002], у ст. Шпальная в ж/д выемках
III-1	фузулиниды <i>Usvaella usvae</i> (Dutk.), <i>Pulchrella pulchra</i> (Raus. et Bel.)	гжельский ярус верхнего карбона	[Чувашёв, 1970]. пр. берег р. Бисерт выше устья р. Кобылиха
III-1	фузулиниды <i>Pseudofusulina krotovi</i> Schellw., <i>P. gregaria</i> Lae., <i>Schwagerina moelleri</i> Raus., <i>Sch. sphaerika</i> Moell. <i>Rugosofusulina prisca</i> (Moell.), <i>Fusulinella</i> ex gr. <i>pulchra</i> Raus., <i>Fusiella granumorziae</i> Dutk.	нижняя пермь, ассельский ярус холодноложский горизонт	[Пермяков, 1941], р. Чигишан в стратотипе
I-1	фузулиниды <i>Pseudofusulina declinata</i> Korzh., <i>P. isckimbajevi</i> Korzh.	нижняя пермь, ассельский ярус, шиханский горизонт	[Чувазов, Дюпина, 1973], на перегоне Вырубки - Пермь в ж/д выемках
III-1	фузулиниды <i>Pseudofusulina ordinata</i> Kir., <i>P. plicatissima</i> Raus., <i>P. urdalensis</i> Raus.; кораллы <i>Caninia ornata</i> Fom., <i>Lonsdaleiastrea longisepta</i> Dobr., <i>L. gerthi</i> Dobr.	стерлитамакский горизонт сакмарского яруса	[Чувазов, Дюпина, 1973] Обн. 66 сев. бер. Бисертского пруда

III-1	мшанки <i>Fenestella foraminosa grandis</i> Sch.-Nest., <i>F. termensis</i> Sch.-Nest., <i>F. lata</i> Sch.-Nest., <i>Polipora soshkinae</i> Sch.-Nest., <i>P. krasnopolyskyi</i> Stuck.; брахиоподы <i>Chonetes uralicus</i> Moell., <i>Spiriferella saranae</i> (Vern.), <i>Dictyoclostus gruenewaldti</i> Krot., <i>Marginifera schellwieni</i> Tschern.	стерлитамакский горизонт сакмарского яруса	[Чувашов, Дюпина, 1973] северный берег Бисертского пруда обн. 66
III-4	споры и пыльца - <i>Pterocarya</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Castanea</i> , <i>Zelkova</i> , <i>Celtis</i> , <i>Tilia</i> – 28,3%. Пыльца тропических и субтропических видов составляет 10,2% - <i>Rhus</i> , <i>Nyssa</i> . Группу мелколиственных пород составляют <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> . Участие трав незначительное – <i>Gramineae</i> , <i>Polygonaceae</i> , <i>Cheopodiaceae</i> , <i>Compositae</i> . Среди хвойных доминируют <i>Abies</i> , <i>Picea</i> , <i>Pinus</i> и меньше <i>Tsuga</i> .	тургайского типа нижнего миоцена	[Парфёнов, 1983] скв. 10 Битимский профиль
III-3	древесина <i>Cupressinoxylon uralense</i> Yarm., <i>Taxodioxydon sequoianum</i> Mercul.	нижний миоцен	[Есипов, 1947] Макропольское м-е бурых железняков из чёрных глин
III-3	споро-пыльцевой комплекс: богатый видовой состав пыльцы хвойных пород <i>Abies simplex</i> ; <i>A. aff. cristata</i> ; <i>Picea</i> sect. <i>Omorica</i> ; <i>Podocarpus nageiaformis</i> , а так же наличие в составе покрытосеменных древесных пород – пыльцы семейства <i>Myricaceae</i> и родов - <i>Castanea</i> sp; <i>Carpinus betulus</i> ; <i>Acacia</i> sp.,	поздний плиоцен неогенового периода	т.н. 3367 в береговом уступе р. Б.Шишим у п. Прогресс (р. Прачусовая)

ПРИЛОЖЕНИЕ 12

Список пунктов, для которых имеются определения палеонтологических находок, спор и пыльцы, показанных на карте четвертичных образований

№ п/п	Индекс клетки	Описание	Возраст	Источник информации, авторский № объекта
1	III-4	Споры и пыльца, диатомеи	a ⁴ Ilu	3252/6,5
2	III-4	Споры и пыльца, диатомеи	a ⁴ Ilu	3252/8,5
3	II-2	Споры и пыльца	a ³ Ili	3377/2,6
4	II-2	Споры и пыльца	a ³ Ili	3424/3,5
5	I-4	Споры и пыльца	dIIIsr	142-1
6	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsr	C-3/1
7	III-3	Споры и пыльца	dIIIsr	C-9/1,5
8	III-3	Споры и пыльца	dIIIsr	III-6/0,7
9	III-4	Споры и пыльца	dIIIsr	III-18/1,5
10	II-2	Споры и пыльца	a ³⁺⁴ Ilu+i	3437/2,45
11	II-2	Споры и пыльца	a ³⁺⁴ Ilu+i	3437/4,2
12	II-2	Споры и пыльца	a ³⁺⁴ Ilu+i	3437/4,8
13	II-2	Споры и пыльца	a ³⁺⁴ Ilu+i	3437/5,1
14	III-3	Споры и пыльца	a ⁴ IIlr	3183
15	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsv	III-7/0,6
16	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsv	III-8/0,5
17	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsv	III-12/0,4
18	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsv	III-14/0,5
19	IV-3	Споры и пыльца	dIIIsv	III-16/1,5
20	III-4	Споры и пыльца	dIIIsv	III-17/1,5
21	III-3	Споры и пыльца	e,dIII	3206/0,6
22	III-3	Споры и пыльца	e,dIII	3207/0,7
23	I-2	Споры и пыльца	e,dIII	III-22/1,3
24	II-3	Споры и пыльца	e,dIII	III-25/0,6
25	IV-4	Споры и пыльца	aHgr	3277/0,9
26	IV-4	Споры и пыльца	aHgr	3278/0,4
27	IV-4	Споры и пыльца	aHgr	3279

ПРИЛОЖЕНИЕ 13

Список образцов эталонной коллекции по листу О-40-XXX
переданной на хранение в Центральный научно-исследовательский геологический музей имени академика Ф. Н. Чернышева

№ п/п	Подразделение легенды (свита, комплекс)	Возраст	№ ТН	№ пробы	Автор	Определение породы	Географическая привязка		Вид проб и результаты аналитических исследований						
							Координата X (м) или десятич- ные градусы (в. д.)	Координата Y (м) или десятич- ные градусы (с. ш.)	Образец	Шлиф /англ	ПКСА	Силикатный анализ	ISP	ААА	Абсолютный возраст
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	левинский ком- плекс	S ₁	132	132	Бороздина Г.Н.	Среднезернистый габбро-диорит, амфиболитизированный и соссюритизированный	59,966848	57,090752	+	+	+	+	+	-	+
2	серовский ком- плекс	O ₂	142-2	142-2	Бороздина Г.Н.	Измененный пироксенит	59,915253	57,181880	+	+	+	+	-	-	-
3	качканарский комплекс	O ₃	188	188-2	Бороздина Г.Н.	Среднезернистое амфибол-соссюритовое габбро	59,967117	56,668130	+	+	+	+	+	-	+
4	качканарский комплекс	O ₃	189	189-2	Бороздина Г.Н.	Среднезернистое оливинное(?) габбро, амфиболитизирован- ного и соссюритизирован-ного	59,925536	56,671270	+	+	+	+	+	-	+
5	заставкинская свита	D ₁₋₂	200	200	Бороздина Г.Н.	кварц-полевошпатовый песчаник-алевропесчаник м/з, сло- истый с углеродистыми слоями	59,291453	56,674603	+	+	-	-	-	-	-
6	аптечногорская свита	D ₁	202	202	Бороздина Г.Н.	м-с/з порфиридный долерит	59,338805	56,673749	+	+	-	+	+	-	-
7	аптечногорская свита	D ₁	203	203-1	Бороздина Г.Н.	мусковит-кварцевый сланец по кварцевому песчанику-алев- ролиту	59,335574	56,674017	+	+	+	-	-	-	-
8	битимский ком- плекс	V ₁ -C ₁	208	208	Бороздина Г.Н.	биотитовый гранит порфиридный милонитизированный	59,666708	56,844621	+	+	+	-	-	-	-
9	качканарский комплекс	O ₃	215	215-1	Бороздина Г.Н.	оливиновый пироксенит серпентинизированный	59,934890	57,016321	+	+	-	+	+	-	+
10	мариинский комплекс	O ₂₋₃	217	217-1	Бороздина Г.Н.	Цоизит-актинолитовый сланец по амфиболиту (рассланцо- ванный амфиболит)	59,936847	56,796974	+	+	-	-	-	-	+
11	мариинский комплекс	O ₂₋₃	217	217-3	Бороздина Г.Н.	апогаббровый амфиболит (к/з амфибол-соссюритовое габ- бро)	59,936847	56,796974	+	-	-	-	-	-	+
12	серовский ком- плекс	O ₂	221	221-2	Бороздина Г.Н.	Серпентинизированный дунит	59,973240	57,080097	+	+	+	-	+	+	-
13	федотовская и усьвинская свиты объеди- ненные	RF ₃	222	222	Бороздина Г.Н.	Сланец по алевро-песчаникам с прослойками кварцевых пес- чаников	59,800718	57,071010	+	+	+	-	-	-	-

Продолжение приложения 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
14	заставкинская свита	D ₁₋₂	232	232-1	Бороздина Г.Н.	Кварцит (м/з кварцитопесчаник)	59,334425	56,987227	+	+	+	-	-	-	-
15	хомасьинская свита	O ₁₋₂	2025	2025	Кошевой Ю.Н.	Слюдяной микрокварцит	59,759309	56,737042	+	+	+	+	-	-	-
16	выйская свита	O ₂₋₃	2504	2504/1	Глушков А.Н.	(Актинолит)-серицит-хлорит-кварц-альбит-эпидотовый сланец с редкими вкрапленниками плагиоклаза (метавулканит?)	59,850391	56,815585	+	+	+	+	-	-	-
17	чусовской комплекс	O ₁₋₂	2511	2511	Глушков А.Н.	Граносиенит? порфировидный рассланцеванный	59,868335	56,933664	+	+	+	+	+	-	-
18	чусовской комплекс	O ₁₋₂	2603	2603/7	Глушков А.Н.	катаклазированный с/з диорит	59,842953	56,940114	+	+	+	+	+	-	-
19	тагило-кытлымский комплекс	S ₁	2606	2606/2	Глушков А.Н.	полосчатое с-к/з оливиновое габбро биотитсодержащее	59,986080	56,796567	+	+	-	-	-	-	+
20	тагило-кытлымский комплекс	S ₁	2606	2606/3	Глушков А.Н.	м/з амфибол-соссюритовое габбро (габбродиорит)	59,986903	56,796477	+	+	-	-	-	-	+
21	указарская свита	V	2611	2611/1	Глушков А.Н.	Мусковит-кварцевый сланец, возможно по существенно кварцевым песчанникам	59,730586	56,859262	+	+	+	-	-	-	-
22	указарская свита	V	2611	2611/3	Глушков А.Н.	Сланец мусковит-кварцевый	59,729763	56,859292	+	+	+	-	-	-	-
23	мариинский комплекс	O ₂₋₃	2614	2614/6	Глушков А.Н.	Милонитизированный амфиболитизированный пироксенит	59,956521	56,826163	+	+	-	+	+	-	-
24	мариинский комплекс	O ₂₋₃	2703	2703/3	Глушков А.Н.	М-с/з полосчатое амфибол-соссюритовое габбро	59,916127	57,029947	+	+	+	+	+	-	-
25	качканарский комплекс	O ₃	2705	2705/1	Глушков А.Н.	Милонит по мономинеральной амфиболовой породе, возможно амфиболитизированному пироксениту.	59,935424	57,016061	+	+	+	+	+	-	-
26	павдинская свита	S ₁	2710	2710/1	Глушков А.Н.	Зелёный сланец по мелкозернистому туфопесчанику основного состава	59,870448	57,265315	+	+	-	+	+	-	-
27	выйская свита	O ₂₋₃	2714	2714/1	Глушков А.Н.	Милонит хлорит-кальцит-эпидот-кварцевого состава	59,940828	56,907658	+	+	+	+	-	-	-
28	северорудничный комплекс	S ₁₋₂	2716	2716/1	Глушков А.Н.	Порфировидный, соссюритизированный, кварцсодержащий диорит	59,999636	56,795823	+	+	-	+	+	-	+
29	белокатайская свита	P ₁	3039	3039-5	Парченко Н.В.	конгломераты	59,107752	57,120090	+	+	+	-	-	+	-
30	саранхапнёвская свита	C ₃ -O ₁	3194	3194	Аноприков А.В.	мусковитовый кварцитосланец по кварцитопесчанику	59,808560	56,869235	+	+	+	-	-	-	-
31	хомутовский комплекс	S ₁	3224-1	3224-1	Аноприков А.В.	биотит-кварц-фельдшпатизированная вторичная порода, предположительно роговик	59,868983	56,916774	+	+	-	+	+	-	+

Продолжение приложения 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
32	хомасьинская свита	O ₁₋₂	3239	3239	Аноприков А.В.	т/з кварц-мусковитовый сланец	59,753677	56,735863	+	+	+	-	+	+	-
33	мариинский комплекс	O ₂₋₃	3268	3268-3	Аноприков А.В.	м/з габбро-амфиболит сланцеватый	59,936968	56,768165	+	+	-	+	+	-	-
34	качканарский комплекс	O ₃	3280	3280	Аноприков А.В.	с/з амфибол-соссюритовое габбро, грубо полосчатое, интенсивно хлоритизированное	59,984794	56,829951	+	+	+	+	-	-	+
35	шемурская свита	O ₃ -S ₁	3311	3311	Аноприков А.В.	Зелёный сланец по мелкообломочной породе основного состава, туфопесчанику или псаммитовому туфу	59,858721	57,117464	+	+	+	+	+	-	-
36	чусовская и чеславская свиты объединенные	D ₂	3374	3374	Аноприков А.В.	Кварцит	59,661976	57,024683	+	+	+	-	-	-	-
37	вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты объединенные	D ₁₋₂	3382	3382	Аноприков А.В.	Известняк с микрофауной и карбонатными, и более поздними кварц-карбонатными прожилками	59,708713	57,063763	+	+	+	-	-	-	-
38	чернокаменская и устьсылвицкая свиты объединённые	V ₂	3393	3393	Аноприков А.В.	М/з кварцевый песчаник	59,617140	57,125065	+	+	+	-	-	-	-
39	такатинская свита	D ₁	3400	3400	Аноприков А.В.	Кварцит	59,533747	57,158938	+	+	+	-	-	-	-
40	федотовская и усьвинская свиты объединенные	RF ₃	3409	3409	Аноприков А.В.	М/з кварцевый песчаник	59,406817	57,271083	+	+	+	-	-	-	-
41	чернокаменская и устьсылвицкая свиты объединённые	V ₂	3411	3411	Аноприков А.В.	Т-м/з полимиктовый песчаник	59,373098	57,262705	+	+	+	-	-	-	-
42	хомутовский комплекс	S ₁	3440	3440	Аноприков А.В.	Лейкократовый порфировидный граносиенит (?) (возможно, граносиенит-порфир)	59,857281	56,894985	+	+	-	-	-	-	-
43	хомутовский комплекс	S ₁	3441	3441	Аноприков А.В.	Катаклазированный порфировидный граносиенит (?) лейкократовый, мусковитизированный	59,852917	56,896747	+	+	-	-	-	-	-
44	указарская свита	V	4009	4009-6	Григорьев В.В.	бластомилонитизированная порода с очковидной текстурой	59,667647	56,843833	+	+	-	+	+	-	-
45	указарская свита	V	4011	4011-5	Григорьев В.В.	Интенсивно катаклазированный и гидротермально-измененный гранит-порфир (порфировидный гранит).	59,666659	56,844346	+	+	-	-	-	-	-

Окончание приложения 13

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
46	указарская свита	V	4012	4012	Григорьев В.В.	катаклазированный микроклиновый гранит с гидро-термальными изменения серицитизацией и окварцеванием	59,666659	56,844346	+	+	-	-	-	-	-
47	мариинский комплекс	O ₂₋₃	4023	4023-4а	Григорьев В.В.	амфиболит	59,940360	56,791808	+	+	-	+	-	-	+
48	мариинский комплекс	O ₂₋₃	4023	4023-4б	Григорьев В.В.	плагноклазовый амфиболит	59,940360	56,791808	+	+	-	+	-	-	+
49	мариинский комплекс	O ₂₋₃	4024	4024-1	Григорьев В.В.	амфиболит	59,939730	56,791835	+	+	-	-	-	-	+
50	мариинский комплекс	O ₂₋₃	4025	4025-1	Григорьев В.В.	амфиболит плагноклазовый порфировидный	59,939519	56,791867	+	+	-	-	-	-	+
51	мариинский комплекс	O ₂₋₃	4025	4025-3	Григорьев В.В.	габбро уралитизированное и тулитизированное	59,939519	56,791867	+	+	-	+	-	-	+
52	малыгинская свита	O ₂₋₃	C-5	C-5/68	Глушков А.Н.	Рассланцованный (до существенно хлоритового сланца) туф? среднего-основного состава	59,596695	56,676974	+	+	-	-	-	-	-
53	билимбаевская толща	O ₃ -S ₁	C-8	C-8/15,3	Бороздина Г.Н.	T-м/з существенно кварцевый песчаник	59,646410	56,945987	+	+	-	-	-	-	-
54	субвулканиты малыгинской свиты	O ₂ -3	C-9	C-9/70,6	Бороздина Г.Н.	(Пироксен) плагноклазовый трахиандезитобазальт спилитовидного ряда	59,651299	56,943314	++	++	-	++	++	-	+
55	перевозская свита	D ₁	C-10	C-10/43,5	Глушков А.Н.	Эпидот-биотит-актинолит-кварцевый сланец с редкими корродированными вкрапленниками полевого шпата	59,938282	57,154775	+	+	-	-	-	-	-
56	серовский комплекс	O ₂	C-11	C-11/48	Бороздина Г.Н.	Сerpентинит антигортитовый с вкрапленностью мелких зерен хромита до 3-5%	59,950127	57,153419	+	+	-	-	-	-	-
57	субвулканиты малыгинской свиты	O ₂₋₃	3	3/21,3	Бороздина Г.Н.	Трахиродацит, интенсивно гематитизированного, лавового облика	59,646458	56,858386	+++	+	-	-	-	-	+
58	субвулканиты малыгинской свиты	O ₂₋₃	7	7/25	Бороздина Г.Н.	гнейсогранит	59,648342	56,860872	++++	++++	-	+	-	-	+
59	козинская свита	Є ₃ -O ₁	Ш-15	Ш-15/1,3-1	Аноприков А.В.	Мусковит (серицит?) - кварцевый сланец	59,681335	56,668496	+	+	+	-	-	-	-
60	хомутовский комплекс	S ₁	Ш-26	Ш-26/2,2	Аноприков А.В.	Мусковит-биотитовый граносиенит (?), лейкократовый, катаклазированный, с обильным магнетитом	59,853146	56,894585	+	+	+	+	+	-	-

Примечание: * - взять аналогичный образец C-9/70,2; * - взят аналогичный образец 3/15; ** - взят аналогичный образец 7/24,2

Сдал: ответственный исполнитель Казаков И.И.

Принял: зав. Музеем _____

Музейный № коллекции _____

Дата _____

Каталог памятников природы, показанных на листе О-40-XXX

Номер на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Висимский заповедник	В северной части листа проходит южная граница Висимского заповедника с запада на восток от р. Вогулка, хребет г. Малиновая, р. Талица, р. Большая Дарья и Дарьинские горы до р. Казачий Шишим. Животный мир заповедника представлен типично таёжными видами, основная флора тёмноцветная пихтово-еловая тайга.
2	Г. Сабик с покрывающими лесами	Геоморфологический и ботанический памятники. Располагается восточнее г. Староуткинск и с севера огибается р. Дарья. Самая высокая вершина в долине реки Чусовой. Максимальная высота горы достигает 531 метра. Гора Сабик с покрывающими ее лесами объявлена памятником природы Свердловской области.
3	Природный парк «Река Чусовая»	Природный парк «Река Чусовая» имеет достаточно развитую инфраструктуру и густую сеть туристических маршрутов – водных и пешеходных. Южная граница парка от Камня Винокуреного г. Староуткинск и уходит вдоль реки Чусовая за северную рамку площади листа.
4	Высокопроизводительные насаждения сосны	Ботанический памятник. Билимбаевский лесхоз, Подволошенское лесничество кв.44
5	Высокопродуктивные насаждения сосны, берёзы, ели	Ботанический памятник. Билимбаевский лесхоз, Первоуральское лесничество, кв. 74 и 76 в окрестностях г. Первоуральск.
6	Агаповские боры.	Ботанический. Уникальный сосновый бор, Ревдинский лесхоз кв. 105, 106
7	Г. Каменная с окружающими лесами	Ландшафтный. Ревдинский лесхоз. К востоку от г. Ревда, урочище Каменное
8	Атигский бор	Ботанический. Верхнесергинское лесничество, кв. 51, 59
9	Новомариинское водохранилище с окружающими лесами	Гидрогеологический и ландшафтный памятник. В 15 км к Ю от г. Ревда между пп. Ледянка и Мариинск.
10	Высокопроизводительные насаждения берёзы, сосны, ели.	Ботанический. Билимбаевский лесхоз, Новоуткинский лесничество, кв. 27
11	Камень «Балабан»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовой, п. Староуткинск. Живописные известняковые скалы.
12	Камень «Богатырь»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой, п. Староуткинск. Живописные известняковые скалы.

продолжение приложения 14

1	2	3
13	Камень «Боярин»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовой на северной окраине п. Староуткино. Живописные известняковые скалы.
14	Камень «Бражный»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовой в п. Староуткино. Живописные известняковые скалы.
15	Камень «Винокурный»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой у п. Курьи на южной окраине п. Староуткино. Живописные известняковые скалы высотой 45 м, протяжённостью 400 м с комплексом скальной флоры.
16	Камень «Висячий»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовой, п. Староуткино. Живописные известняковые скалы.
17	Камень «Высокий»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой к с. От д. Трёка. Живописные известняковые скалы.
18	Камень «Георгиевский»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовая в д. Слобода. Живописные известняковые скалы.
19	Камень «Гребешки»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой в 10 км. Ниже д. Трёка. Живописные известняковые башенки, столбы и выступающие из скального массива рёбра высотой более 30 м.
20	Камень «Дыроватый»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовая у п. Староуткино. Живописные известняковые скалы высотой до 82 м, протягивающиеся на 1 км с пещерами.
21	Камень «Каменский»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой у д. Каменки. Живописные известняковые скалы с декорациями к фильмам «Семён Дежнев» и «Демидовы» постройки в старом русском стиле.
22	Камень «Слободский»	Геоморфологический и ботанический. Правый берег р. Чусовой, с. Слобода. Живописные известняковые скалы и редкая скальная флора.
23	Камень «Собальи рёбра»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовая около турбазы «Коуровка». Живописные скары в виде рёбер.
24	Камень «Сокол»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой у с. Нижнее Село. Живописные известняковые скалы.
25	Камень «Сокол»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовая в 9 км ниже п. Староуткино. Живописные известняковые скалы.
26	Камень «Чусовой» (Гуляй)	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовая у турбазы «Чусовая». Живописные известняковые скалы.
27	Камень «Шайтан»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовая у с. Нижнее Село. Живописные известняковые скалы.

Окончание приложения 15

1	2	3
28	Камень «Шило»	Геоморфологический. Левый берег р. Чусовой. Природный парк р. Чусовая. Живописные известняковые скалы с острыми останцами на вершине.
29	Камень «Шишимский»	Геоморфологический. Правый берег р. Чусовой в п. Прогресс у ст. Коуровка. Живописные известняковые скалы.
30	Камень «Гардым»	Геоморфологический и ботанический. Левый берег р. Чусовая. Природный парк р. Чусовая у с. Чусовое. Живописные известняковые скалы с редкой скальной флорой и смотровой площадкой.
31	Культуры сосны 1864 г.	Ботанический. Билимбаевский лесхоз у подножия г. Тёплой.
32	Культуры сосны 1887 г.	Ботанический. высокопродуктивные насаждения в "ГО Первоуральск", Билимбаевское лесничество, кв. 113, 122, 132. Старые культуры сосны.
33	Культуры сосны 1892 г.	Ботанический. высокопродуктивные насаждения в "ГО Первоуральск", Билимбаевское лесничество, кв. 87. Старые культуры сосны.
34	Лесные культуры сосны 1952-1959 годов	Ботанический. Билимбаевский лесхоз, квартал 158
35	Сосновая роща Могилица	Ботанический. П. Билимбай. В 1843 году, под руководством обер-форстмейстера И.И. Шульца, была заложена дичками сосны роща «Могилица» в центре Билимбая. Было высажено 28 тысяч саженцев сосны. В повторной посадке деревьев в роще участвовал ученый Д.И. Менделеев во время визита на Билимбаевский завод в 1899 г.