

**Министерство природных ресурсов Российской Федерации  
Главное управление природных ресурсов и охраны  
окружающей среды МПР России по Пермской области  
Федеральное Государственное унитарное предприятие  
“Геокарта-Пермь”**

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

**Серия Пермская  
Лист О-40-V (Усть-Тылай)**

**ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА**

Составили: И.В. Коротков, В.В. Гай, Н.М. Рыбьякова,  
В.А. Смирнов, А.В. Баранов, В.И. Пермяков,  
Т.Н. Спешкова, М.Ф. Маковой, И.А. Александров

Редактор: \_\_\_\_\_ Б.К. Ушков

Главный геолог ФГУП  
“Геокарта-Пермь” \_\_\_\_\_ Г.Г. Морозов

Пермь 2003 г.

Рис. 1. Картограмма геологической изученности.

Исполнители работ (цифры в кружках): 1 – Кутергин А.М., 1953 (1:100 000); 2 – Виллер Г.А., 1960 (1:50 000); 3 – Виллер Г.А., 1962 (1:50 000); 4 – Григорьев Л.В., 1968 (1:50 000); 5 – Ушков Б.К., 1970 (1:50 000); 6 – Григорьев Л.В., 1979 (1:50 000); 7 – Клименко Б.К., 1983 (1:50 000); 8 – Рыбальченко А.Я., 1988 (1:50 000); 9 – Плотников В.Н., 1989 (1:50000).

Рис.2.1 Картограмма геофизической изученности. Аэромагнитная съемка и магниторазведка. Аэромагнитная съемка: 1 – Тимофеева В.В., 1950 (1:100 000); Израилева Г.А., 1955 (1:200 000); 2 – Алфутов В.А., 1958 (1:25 000); 3 – Уфимцев В.А., 1961 (1:25 000); 4 – Чурсин А.В., 1961 (1:25 000); 5 – Халымбаджа И.Г., 1980 (1:10 000); 6 – Чурсин А.В., 1982 (1:10000). Магниторазведка: 7- Миков Д.С., 1940; 8 – Соколов В.И., 1960; 9 – Ушков Б.К., 1970; 10 - Григорьев Л.В., 1979; 11 – Гурьев Г.В.; 12 – Клименко Б.В., 1983; 13 – Цыганков В.А., 1986; Плотников В.Н., 1989; 14 – Рыбальченко А.Я., 1988.

Рис.2.2 Картограмма геофизической изученности. Гравиразведка и электроразведка. Гравиразведка: 1 – Казачихин В.А., 1969 (1:200 000); 2 – Попов Г.Н., 1981 (1:50 000); 3 – Цыганков В.А., 1986 (1:25 000); 4 – Нояксова Л.Д., 1988 (1:50 000); 5 – Петров А.К., 1983 (1:25000). Электроразведка: 2 – Клименко Б.В., 1983; 3 – Цыганков В.А., 1986; Плотников В.Н., 1989; 4 – Рыбальченко А.Я., 1988; 6 – Ушков Б.К., 1970; 7 – Григорьев Л.В., 1979; 8 – Тетюев Н.Н., 1947; 9 – Тетюев Н.Н., 1949; 10 – Григорьев Л.В., 1968; 11 – Суханов Л.П., 1977; 12 – Гурьев Г.В., 1981.

Рис. 3. Геолого-геофизический разрез по профилю А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>.

1 - наблюдаемое поле  $\Delta g$ ; 2 – вычисленное поле  $\Delta g$ ; 3 – тектонические нарушения; 4 – возраст пород; 5 – подобранные плотности пород.

Рис. 4. Схема распространения основных водоносных комплексов.

1 – водоносный комплекс рыхлых неоген-четвертичных отложений (а–четвертичных аллювиальных отложений(аQ); б – неогеновых аллювиально-делювиальных отложений(N)); 2 – водоносный комплекс средне-верхнекаменноугольных терригенно-карбонатных и нижнепермских карбонатных отложений (С<sub>2-3</sub>-Р<sub>1</sub>); 3 – водоносный комплекс девонско-нижнекаменноугольных терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (D-С<sub>1</sub>); 4 – водоносный комплекс силурийских терригенно-карбонатных отложений (S<sub>1-2</sub>); 5 – водоносный комплекс среднеордовикско-среднедевонских терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (O<sub>2</sub>-D<sub>2</sub>); 6 – водоносный комплекс верхнекембрийско-ордовикских вулканогенно-терригенных метаморфизованных отложений (S<sub>3</sub>-O). 7 - Водоносный комплекс рифей-вендских терригенных отложений (а - подкомплекс слабометаморфизованных вендских отложений (V<sub>1-2</sub>); б - подкомплекс метаморфизованных верхнерифейско-нижневендских вулканогенно-терригенных отложений (R<sub>3</sub> – V<sub>1</sub>)); 8 - водоносный комплекс среднерифейских терригенных метаморфизованных отложений (R<sub>2</sub>); 9 - водоносный комплекс интрузивных пород (O<sub>3</sub>); 10 - водоносные тектонические нарушения и главные надвижки; 11 - гидрогеологические бассейны: XI-2Б – Западно-Уральский бассейн пластово-блоковых вод, XI-2А – Уральский бассейн жильно-блоковых вод; 12 – границы распространения водоносных комплексов.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	3
Геологическая изученность.....	6
Геофизическая изученность.....	11
Стратиграфия.....	17
Интрузивные образования.....	84
Метаморфизм.....	95
Тектоника.....	97
История геологического развития.....	112
Геоморфология.....	121
Полезные ископаемые.....	128
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района...	140
Гидрогеология.....	153
Эколого-геологическая обстановка.....	162
Заключение.....	169
Список литературы.....	171
<i>Приложение 1.</i> Химический состав интрузивных пород, вес.%.....	179
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа О-40-V Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000.....	185
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, первичных геохимических ореолов, вторичных геохимических ореолов и потоков, гидрохимических, биогеохимических и радиоактивных аномалий, показанных на карте листа О-40-V.....	186
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	206
<i>Приложение 5.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых.....	207

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа О-40-V располагается на границе Пермской и Свердловской областей и ограничивается координатами  $59^{\circ} 20' - 60^{\circ} 00'$  северной широты и  $58^{\circ} 00' - 59^{\circ} 00'$  восточной долготы, составляя  $4186 \text{ км}^2$ . Административно принадлежит к Красновишерскому и Александровскому районам Пермской области и Карпинскому району Свердловской области.

Площадь находится на западном склоне Северного и Среднего Урала, что непосредственно отражается на ее орографических особенностях, по которым она подразделяется на четыре меридиональные зоны. Самая западная – зона холмисто-увалистого рельефа, она составляет около трети площади и характеризуется сглаженными вершинами с отметками  $400 - 500 \text{ м}$ , среди которых выделяется г. Молчанский Камень ( $713 \text{ м}$ ). Следующая к востоку - среднегорная зона шириной около  $15 \text{ км}$ , охватывающая южные отроги хр. Кваркуш и водораздел рек Тыпыл и Кырья. В ней находятся наиболее высокие вершины: г. Кваркуш ( $883 \text{ м}$ ), г. Чердынский Камень ( $937 \text{ м}$ ), г. Растесский Камень ( $838 \text{ м}$ ) и другие. Восточнее следует межгорная депрессия шириной до  $10 \text{ км}$ , днище которой на уровне  $365 - 430 \text{ м}$  дренируется долинами рек Тыпыл и Кырья. Далее следует западный склон Главного водораздела Урала, достигающий в пределах листа ширины  $8 \text{ км}$  и высотных отметок  $700 - 800 \text{ м}$ , среди которых наиболее характерны гг. Щучий Камень ( $841 \text{ м}$ ), Одинокий Камень ( $726 \text{ м}$ ), Алешин Камень ( $717 \text{ м}$ ).

Речная сеть в общих чертах имеет ортогональное строение. Наиболее крупные реки – Молмыс, Ульвич, Яйва, Чикман - представлены верхними частями течения и ориентированы субширотно. Реки Тыпыл и Кырья в пределах депрессии имеют направление течения, близкое к меридиональному. Ширина большинства рек не превышает  $40 \text{ м}$ . Долины рек Косьва и Кадь имеют сложную конфигурацию, представленную чередованием широтных и меридиональных отрезков. Ширина наиболее крупной артерии района - реки Косьва - достигает  $105 \text{ м}$ , глубина ее в среднем  $0,2-1,2 \text{ м}$ , возрастая на плесах до  $2 \text{ м}$ , а в дражных разрезах - до  $4 \text{ м}$ . Реки замерзают в октябре, вскрываются в конце апреля, толщина льда достигает  $0,2-1,0 \text{ м}$ . Весеннее половодье продолжается до 6 дней с подъемом воды до  $2 \text{ м}$ , в летне-осенние паводки уровень воды поднимается на  $2-3 \text{ м}$ . Реки района не судоходны. По рекам Косьва и Тыпыл возможно плавание на лодках с подвесным мотором, по остальным возможен сплав на резиновых надувных лодках.

Климат района резко континентальный с многоснежной зимой с ноября по март. Средняя температура января  $-19^{\circ}$ , минимальная  $-53^{\circ}$ . Снежный покров к марту достигает  $0,9-1,2 \text{ м}$ . При сильных морозах появляются туманы. Снежный покров сходит в конце апреля, на господствующих вершинах сохраняется до середины июня. Лето (июнь–август) умеренно теплое,

днем температура воздуха 15–20°, максимальная в июле +33°. Дожди сравнительно частые, кратковременные.

Растительность, в основном, таежная; лес смешанного состава, основные породы деревьев – ель, пихта, береза. Подлесок средней густоты из малины, шиповника, рябины. К настоящему времени значительные пространства вырублены. Верхняя граница древесной растительности проходит на уровне 700-750 м, выше следует полоса субальпийских лугов. В гольцовой зоне древесная растительность отсутствует.

Из населенных пунктов обитаемы только Верхняя Косьва и Усть-Тыпыл, последний на новом месте, на правом берегу р. Тыпыл. Трудоспособное население занято на лесоразработках. Пути сообщения служат немногочисленные насыпные дороги с гравийным покрытием низкого качества, имеющие выходы из бассейнов рек Яйва и Косьва на железную дорогу к пос. Яйва и г. Кизел, а из верховий р. Тыпыл – в район г. Карпинска.

Геологическое строение района работ очень сложное, 4-х ярусное. Только в пределах Центрально-Уральского поднятия существуют три структурно-формационные зоны, существенно отличающиеся вещественным составом и характером взаимоотношений слагающих их отложений, проявлением магматизма, металлогенией и проявлениями полезных ископаемых. Вдоль восточной границы площади узкой полосой прослеживаются терригенно-вулканогенные отложения Тагильского мегасинклинория. Западная узкая полоса терригенно-карбонатных образований принадлежит Западно-Уральской внешней зоне складчатости. Обнаженность района плохая, лишь в долинах крупных рек и на водоразделах встречаются обнажения коренных пород в виде одиночных скальных выходов и фрагментов разрезов протяженностью до нескольких сотен метров; размещение их крайне неравномерное.

Работы проводились в соответствии с Геологическим заданием на подготовку к изданию Государственной геологической карты масштаба 1:200 000 листа О-40-V, утвержденным 24 апреля 1998 г.

При проведении работ использовались материалы аэрофотосъемок масштабов от 1:25000 до 1:200 000. Дешифрируемость МАКС: геологическая – плохая, геоморфологическая – хорошая.

Кроме того, были изучены геолого-геофизические материалы, среди которых необходимо выделить следующие:

- геологосъемочных работ [74, 75, 78, 79, 93, 97, 109, 112, 124];
- геофизических работ [80, 92, 106, 108, 111, 122, 126, 127, 130];
- поисково-разведочных работ [62, 72, 73, 132, 133, 134];
- тематических работ [70, 87, 88, 89, 128];

В подготовке материалов к печати принимали участие: Н. М. Рыбьякова, В.В. Гай, И.В. Коротков – геологическая карта дочетвертичных образований; Т.Н. Спешкова, В.И. Пермяков, И.А. Александров – карта четвертичных образований; В.В. Гай, В.А. Смирнов – карта полезных ископаемых; А.В. Баранов, М.Ф. Маковой – геофизическая часть; Д.В. Вахов, Г.П. Карелин, Е.В. Стряпунина – компьютерное оформление; И.В. Савченко, Е.В. Аксенова, О.П. Ташкинова – схема эколого-геологических условий и геоморфологическая схема. Карта дочетвертичных образований и карта полезных ископаемых составлены под редакцией Б.К. Ушкова.

Кроме вышеперечисленных геологов, в полевых работах принимали участие Н.Е.Борисов, С.Н. Мороз, Р.А. Короткова, С.И. Степанов, Е.Н. Четина, и студенты Пермского государственного университета. За постоянные консультации авторы выражают глубокую признательность ведущим специалистам ПГГСП “Геокарта”: Б.К. Ушкову, Б.В. Клименко, Г.Г. Морозову, И.И. Чертковой, Л.П. Нельзину, И.А. Эсмантовичу, А.М. Чумакову и работникам ВСЕГЕИ – Л.И. Лукьяновой, Л.М. Лобковой.

Лабораторные исследования (петрографическое описание шлифов, минералогический анализ и др.) проводились в лаборатории ПГГСП “Геокарта”.

Химико-спектральные анализы на платину и палладий, на редкоземельные элементы, атомно-абсорбционный анализ на золото, спектральный приближенно-количественный анализ были выполнены в Уральской Центральной лаборатории г. Екатеринбург. Химический анализ на марганец, силикатный анализ, сокращенный химический анализ проб воды были сделаны в химической лаборатории Нерудной партии г. Пермь. В Казанском университете выполнен микрофаунистический анализ на конодонты, в Палеонтолого-стратиграфической партии АОЗТ “УГСЭ” В.А.Наседкиной – определение микрофауны.

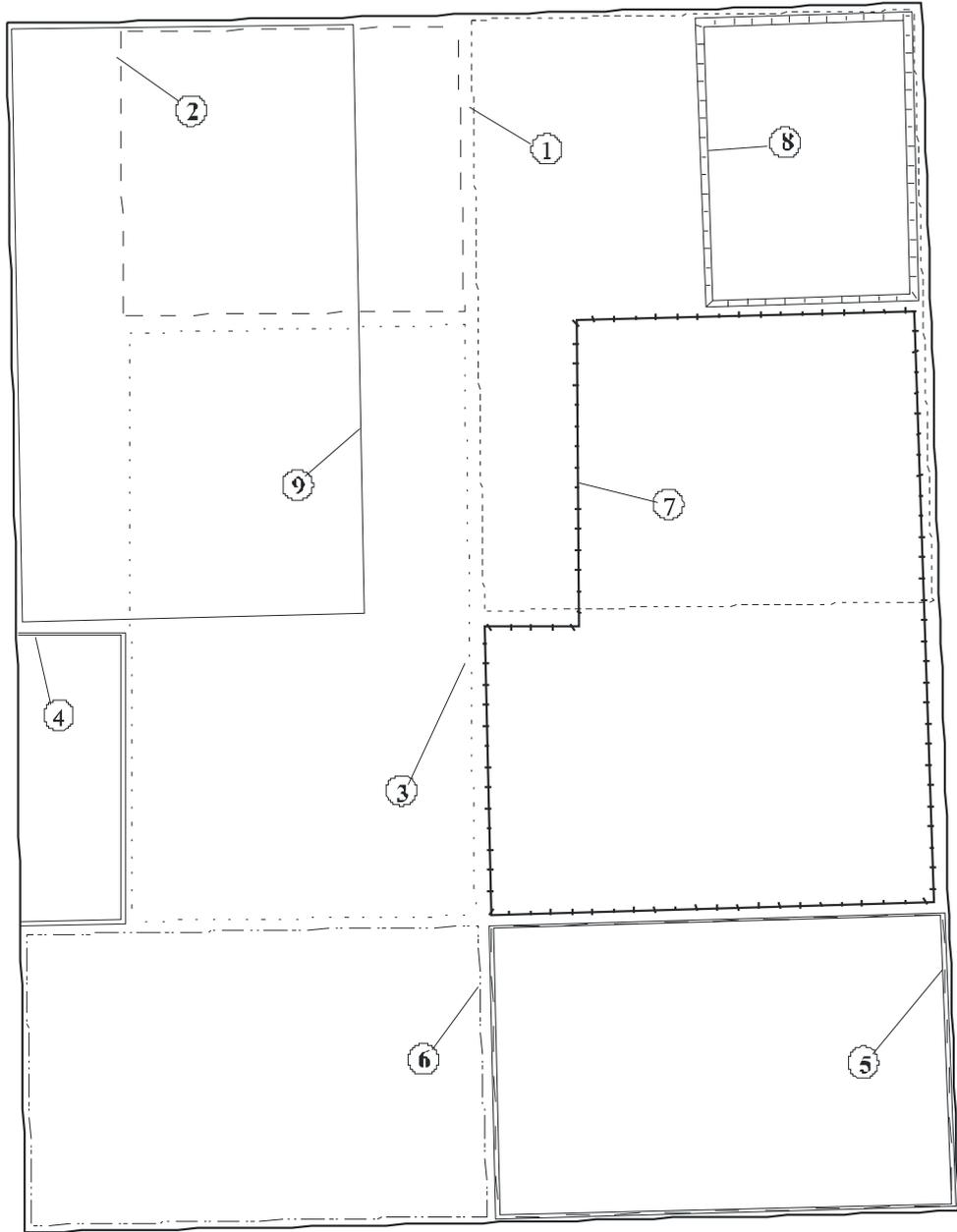
## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Западный склон Урала стал предметом геологического изучения со второй половины XVI в. с посещения региона И.И. Лепехиным, Г. Георги и другими геологами. В первой половине XIX в. эту обширную территорию в различных направлениях пересекают Э. Гофман, Г. Гельмерсен, А. Гумбольдт, Г. Розе, Г.Е. Щуровский и Р. Мурчисон. Последний по находкам фауны выделяет девонские отложения, а распространенные восточнее метаморфические образования, следуя Г.Е. Щуровскому, относит к силуру. Первые сведения, относящиеся непосредственно к площади листа, были опубликованы в 1871 г. в “Горном журнале” как результат наблюдений вдоль Соликамского тракта при путешествии горного инженера Х. Таля.

В 1823 г. выявлена золотоносность верхнего течения р.Косьва и ее притоков, а в 1835 г. здесь же были открыты платиноносные россыпи, и началась добыча золота и платины в незначительных количествах. Постепенно выяснилось, что содержания золота не оправдывают затрат на его добычу, а спрос на платину отсутствует. Однако, к 1870 г. спрос и цены на платину резко возросли, что привело к активизации добычи этого металла, а попутные поиски привели к возникновению Кытлымского платиноносного района, эффективная эксплуатация которого продолжалась до настоящего времени.

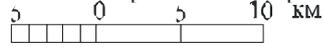
С созданием геолкома России геологические исследования на Среднем и Северном Урале становятся систематическими. В них активно участвуют Ф.Н. Чернышев, П.И. Кротов, Н.К. Высоцкий, А.А. Краснопольский, А.П. Карпинский, А.А. Штукенберг, Е.С. Федоров, Л. Дюпарк. Основной задачей их работ являлось составление десятиверстной карты Европейской части России.

В период с 1881 по 1885 гг. П.И. Кротов [25] составил “Геологическую карту западного склона Соликамского и Чердынского Урала” в масштабе 1:420 000, в течение нескольких десятилетий являющуюся наиболее полным геологическим документом обширного района. Метаморфические породы им подразделены на 3 комплекса и датируются силуром, а карбонатные отложения отнесены к девону. В 1888 г. Н.Н. Новокрещенных [35] приводит общие сведения о породах, развитых в Растесской даче. С 1901 по 1914 гг. геологическими исследованиями Среднего и Северного Урала занимался Л. Дюпарк. Несколько его работ посвящены вопросам стратиграфии и тектоники района, в которых он выделяет четыре геологические зоны, связанные с орографией и датируемые додевонским и девонским возрастом. Л. Дюпарк проводит детальное геолого-петрографическое исследование района Кытлымского платиноносного массива и составляет карту в масштабе 1:50 000, отличающуюся высокой точностью и объективностью. И хотя генетические выводы его отвергаются рядом исследователей, по полноте петрографиче-



1 : 500 000

в 1 сантиметре 5 километров



-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6
-  7
-  8
-  9

ских исследований и изучению вещественного состава пород эта работа по праву считается образцовой и не потеряла значения в наше время.

В двадцатые годы начинаются разноплановые геологические исследования, сбор и переопределение палеонтологических остатков, в результате чего Д.В. Наливкин [33] устанавливает наличие на Западном склоне ордовикских отложений, что в дальнейшем послужило предпосылкой для выделения доордовикских толщ. К 1925 г. выходит книга Н.К. Высоцкого [3] “Платина и районы ее добычи”, в которой сведены данные о геологическом строении района и его золотоносных и платиноносных россыпях. С 1925 по 1931 гг. проводится крупномасштабная геологическая съемка, результаты которой обобщил И.И. Горский [6] в “Геологическом очерке Кизеловского района”. Летом 1929 г. Н.Н. Иорданский [91], проводя маршрутные исследования по р. Косьва, находит фауну силурийского и нижнепалеозойского (ордовикского) возраста в ее верхнем течении. В 1932 г. А.Э. Ульмером составлена геологическая карта масштаба 1:200 000 бассейна рек Сосьва, Усьва и Чикман. В основании разреза он помещает осянскую свиту, относя к ней и конгломераты г. Острый Тур, считая их не моложе кембрийского возраста. С 1936 г. в районе проводит исследования А.Н. Иванов [19, 20]; результатом их явилась Геологическая карта развития нижнепалеозойских отложений масштаба 1:200 000. Разрез также начинается с конгломератов и слюдистых кварцитов гг. Осянка, Растесский Камень, Козмер, Щучий Камень. Отложения подразделены на два структурных яруса в диапазоне от нижнего ордовика до венлока с границей в основании карадока. В 1939 г. А.И. Олли [37] произвел маршрутное пересечение западного склона Урала по долине р. Усьва, на основании которого он расчленил “немые” толщи на осянскую, дикарскую, усьвинскую, надусьвинскую, косьвинскую, ашинскую свиты и свиту кварцевых песчаников. Первые пять из них были отнесены к протерозою, остальные – к нижней половине ордовика. К выводу о более древнем возрасте “немых” толщ приходит Е.А. Кузнецов [96], считая также, что они имеют более широкое распространение; Г.Н. Папулов [107], составляя карту листа 0-40-22, пользуется схемой А.Н. Иванова, несколько изменив ее. Таким образом, среди исследователей района происходит поляризация взглядов на возраст “немых” подразделений, которая продолжается и в дальнейшем. С пополнением объема знаний о геологическом строении региона все-таки наблюдается тенденция понижения возраста отложений, не имеющих остатков фауны, но объективное окончательное решение этого вопроса сдерживалось отсутствием кондиционного фактического материала на обширных водораздельных пространствах.

С 1939 г. в долинах рек Косьва и Тыпыл В.П. Трифоновым [119] проводились геолого-геоморфологические работы, по которым дана литологическая характеристика аллювиальных отложений, петрографический состав галечников, выделены 4 надпойменные террасы, несколько геоморфологических зон. В 1940 г. И.И. Краснов [95] составил геоморфологическую карту

масштаба 1:500 000 верховьев рек Косьва и Усьва, им была выделена древняя меридиональная депрессия, прослеженная через весь район. С целью проверки этой гипотезы в 1942 г. Н.П. Вербицкой и И.И. Красновым [71] проводятся полевые исследования, после чего в районе начинаются поиски алмазоносных россыпей, продолжающиеся по 1953 г.

В это же время начинаются геологические исследования регионального плана, охватывающие в той или иной мере западный склон Северного и Среднего Урала. Появляются новые данные, позволяющие разрабатывать и совершенствовать стратиграфические схемы, некоторые положения которых используются при дальнейших геологосъемочных работах. Так, А.А. Кухаренко [98] наиболее древними считал метаморфические сланцы кваркушского комплекса; К.А. Львов [102] выделил два типа разрезов древних толщ: разрез центральной зоны (верховья р. Вишера) и разрез западной зоны (среднее течение рек Язьва, Косьва, Усьва). П.М. Есипов [15], считая самыми древними отложениями осянскую и висимскую свиты, сопоставил их с рассольнинской, деминской и низьвенской свитами Полюдова Кряжа и с зильмердакской, катаевской, миньярской свитами Южного Урала; он отнес этот комплекс к протерозою.

С начала пятидесятых годов проводится планомерное геологическое картирование площади на Северном и Среднем Урале, в том числе и в пределах листа 0-40-V. В 1952 г. А.М. Куртергиным [97] была проведена геологическая съемка масштаба 1:1 000 000 листа 0-40-10, в 1954 г. А.А. Ефимовым [82, 83] начато картирование Кытлымского габбро-перидотитового платиноносного массива и его окружения. С 1955 г. в более южных районах проводится геологическое картирование территорий в масштабе 1:50 000, по результатам которого С.В. Младших [105] разработана стратиграфическая схема и составлена сводная геологическая карта масштаба 1:100000, охватывающая площадь распространения доэйфельских толщ Среднего Урала от р. Косьва на севере до р. Межевая Утка – на юге. Эта схема включена в унифицированные схемы Урала и положена в основу построений при геологической съемке площади масштаба 1:50 000, проведенной в последующие годы в пределах листа и его окружения Г.А. Виллером [74, 75], Л.В. Григорьевым [78], А.М. Зильберманом [89], Б.К. Ушковым [123, 124], Б.В. Клименко [93], А.Я. Рыбальченко [112], В.Н. Плотниковым [109]. В 1956 г. Д.В. Борисевичем [68] были обобщены геоморфологические исследования предыдущих лет и отображены на геоморфологической карте Среднего и Северного Урала масштаба 1:200 000.

В последние десятилетия район, как составная часть западного склона Урала, являлся объектом различных тематических исследований, приводивших к важным практическим результатам. Ф.А. Курбацкая [26, 27] провела изучение вещественного состава и вторичных изменений верхнего рифея и венда, В.Г. Варганов разработал обоснованную стратиграфию западного типа разреза ордовикских отложений. Основные положения этих исследований вошли в “Унифицированные ... схемы Урала”. Вся эволюция представлений о магматизме региона про-

слеживается в работах Ю.Д. Смирнова [52], Н.А. Румянцевой [46, 47], А.М. Зильбермана [88, 89]. Существенный вклад в изучение тектонических процессов вложил К.П. Плюснин [110]. Прогнозную карту на золото составил в 1969 г. А.М. Зильберман [86], прогнозно-геохимическую – А.Ф. Барков [66], обе в масштабе 1:200 000. Вся территория листа покрыта сетью геохимического опробования, выполненного при геологических работах. На ряде участков А.М. Чумаковым [129] проведены поисковые работы на медь и полиметаллы. В настоящее время ведутся поисковые и разведочные работы на россыпные алмазы в долинах р. Чикман и его притоков.

В 1976 г. А.Г. Жученко [84], а в 1980 г. Ю.А. Левицкий [99] составили геоиндикационные карты масштаба 1:200 000; всю территорию охватывает гидрогеологическая карта масштаба 1:500 000, выполненная Г.Н. Беляевым [67]. Площадь покрыта относительно равномерной сетью наблюдений, выполненных различными геофизическими методами.

На все листы, смежные с 0-40-V, имеются геологические карты масштаба 1:200 000 первого издания и сбивка с ними не требуется.

В 1997-2001 гг. авторами было проведено геологическое доизучение площади листа 0-40-V масштаба 1:200 000, результаты которого послужили основой составления геологической карты и объяснительной записки к ней. Геологическая карта составлена на основе обобщения карт масштаба 1:50000 Г.А. Виллера [74], Б.К. Ушкова [124], Л.В. Григорьева [78, 79], Б.В. Клименко [93], В.Н. Плотникова [109], А.Я. Рыбальченко [112] и масштаба 1:100 000 А.М. Кутергина [97], причем площадь последней составляет 9 % от общей территории. При составлении карты были использованы обобщенные геофизические и геохимические материалы и результаты дешифрирования аэрофотоснимков. Кроме палеонтологических, петрографических и химико-аналитических данных, полученных в результате проведения настоящих геологосъемочных работ, широко использованы материалы поисковых, геологосъемочных и тематических исследований, проведенных за последние три десятилетия.

## ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Геофизические исследования на площади листа О-40-V проводятся с 1939 г. Первые геофизические работы (маршрутная магнитная съемка, электроразведка методом СЭП, аэромагнитная съемка масштаба 1:200000, 1:100000) выполняются с целью поисков угля и железа и в помощь среднемасштабному геокартированию. С 1957 г. начинается качественно новый этап в истории изучения площади. Ведущим направлением работ становятся поиски коренных источников алмазов, крупномасштабное геокартирование и изучение глубинного строения территории. Для решения этих задач выполняются аэрогеофизические съемки масштабов 1:25000 и 1:10000, средне- и крупномасштабная гравиразведка, ГСЗ. В помощь геологическому картированию масштаба 1:50000 с 1963 г. проводятся сопровождающие геофизические работы силами геологосъемочных партий, а с 1981 г. – опережающие площадные съемки, проводимые специализированными геофизическими партиями.

### Магниторазведка

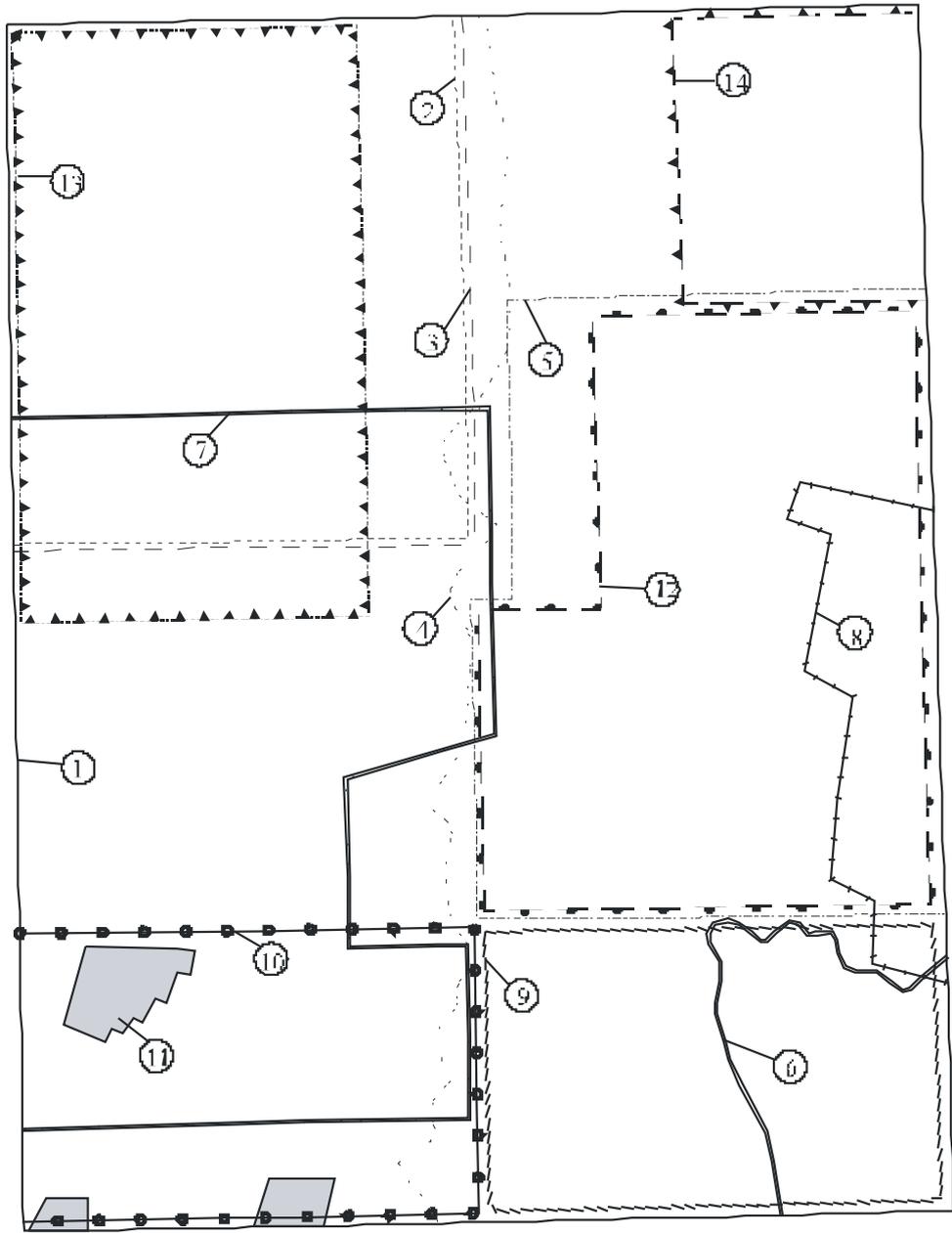
В 1939 г. с целью изучения тектонических особенностей строения Кизеловского каменноугольного бассейна УГУ проведена магнитная съемка в маршрутном варианте [103]. Средняя густота сети составила 1 пункт на 5 км<sup>2</sup>, точность работ с магнитометром М-2 – 30-40 гамм. По результатам работ составлена карта магнитного поля масштаба 1:200000.

В 1950 г. площадь работ была охвачена аэромагнитной съемкой масштаба 1:100000 [118], проводившейся с целью поисков крупных месторождений железных руд. Из-за несовершенства аппаратуры, большой высоты полета и несоответствия масштабов съемки и топоосновы качество работ оказалось низким. Полученные материалы дали только общее представление о характере магнитного поля.

В 1955 г. Уральской аэромагнитной партией ЗРТ проведена съемка масштаба 1:200000 в помощь геологическому картированию [90]. Полученные карты изолиний и графиков  $(\Delta T)_a$  могут быть использованы при региональных работах.

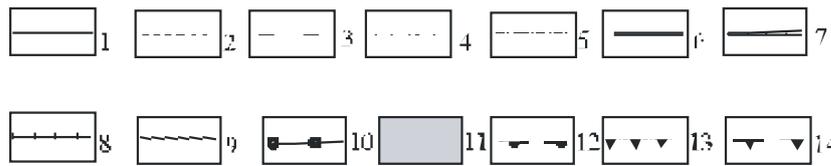
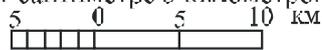
С 1955 г. на площади работ начинают проводиться геофизические исследования, направленные на изучение перспектив района на россыпные и коренные источники алмазов. В 1957 г. с этой целью выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:25000 [64].

В 1958 г. в восточной части площади трестом “Уралчермет” с целью поисков железных руд проведены магниторазведочные работы масштаба 1:50000 в комплексе с радиометрией [113]. Точность, достигнутая съемкой, очень низкая – 25-50 гамм – и не отвечает поставленным



1 : 500 000

в 1 сантиметре 5 километров



задачам. Аномалий, перспективных на магнетитовые руды и радиоактивное сырье, не обнаружено.

В 1961 г. Аэрогеофизическая партия УККЭ под руководством Уфимцева В.А.[122] в помощь геологическому картированию и с целью поисков месторождений магнетита и радиоактивных руд выполнила аэрогаммамагнитную съемку масштаба 1:25000. Точность съемки составила  $\pm(25-50)$  нТл. В отчете приведены данные по районированию магнитного поля, геологическое истолкование некоторых магнитных аномалий и расчеты по ним. Аномалий, перспективных на магнетитовое и радиоактивное сырье, не обнаружено.

В последующее десятилетие благодаря применению квантовых магнитометров, использованию фотопривязки маршрутов и эпицентров аномалий аэромагнитная съемка выходит на качественно новый уровень. В 1970-1974 гг. Аэрогеофизической партией УККЭ УГУ [131] выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1:10000 с целью выявления локальных аномалий, связанных с первоисточниками алмазов. Высокая точность работ ( $\pm 3-4$  нТл) позволила фиксировать даже очень слабые аномалии. Выделенные аномалии детализировались разновысотными воздушными и наземными работами. Съемка позволила выявить основные структурные особенности территории: наметить границы блоков фундамента, выделить основные глубинные разломы, выявить опережающие субширотные нарушения.

В 1978-1979 г. в помощь геологическому картированию проведена аэрогеофизическая съемка масштаба 1:10000 на соседней – Тыпыльской – площади [126]. В результате работ получены карты магнитного поля, изоконцентрат урана, тория и калия. Проведено районирование магнитного поля, выполнен анализ физических свойств. Точность съемки составила  $\pm(4,6-9,2)$  нТл, для канала общего счета –  $(0,17-0,19)$  мкр/ч. Недостатком съемки явилось меридиональная ориентировка профилей.

С 1977 г. на аномалиях, выявленных аэромагнитной съемкой масштаба 1:10000 [131], геофизической партией ПКГРЭ проводится наземная площадная магниторазведка масштабов 1:10000 и 1:2000 [80]. Работы выполняются с целью оконтуривания аномалий, связанных с возможными коренными источниками алмазов. Точность работ составила  $\pm(3-5)$  гамм. По детальным участкам “Благодать” и “р. Полуденная” выполнены количественные расчеты.

В 1983-1986 гг. на Ульвичской площади впервые в практике геологосъемочных работ масштаба 1:50000 Геофизической партией ПГРЭ были проведены опережающие исследования методами гравиразведки, электроразведки и магниторазведки [127]. Магнитная съемка масштаба 1:25000 с аппаратурой М-27М позволила выявить аномалии интенсивностью от 10 нТл.

С 1963 г. при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50000 выполняются профильные и площадные магнитометрические работы масштаба 1:50000 - 1:2000 [124; 78; 93; 112; 109]. При помощи магниторазведки решаются задачи картирования вулканогенно-осадочных

образований, выявления и прослеживания тектонических нарушений, картирования интрузивных тел.

### **Гравиразведка.**

В 1966-1968 гг. Баженовской геофизической экспедицией с целью изучения глубинного строения территории была проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:200000 [92], на основании которой выявлен ряд аномалий, связанных со структурами кристаллического фундамента.

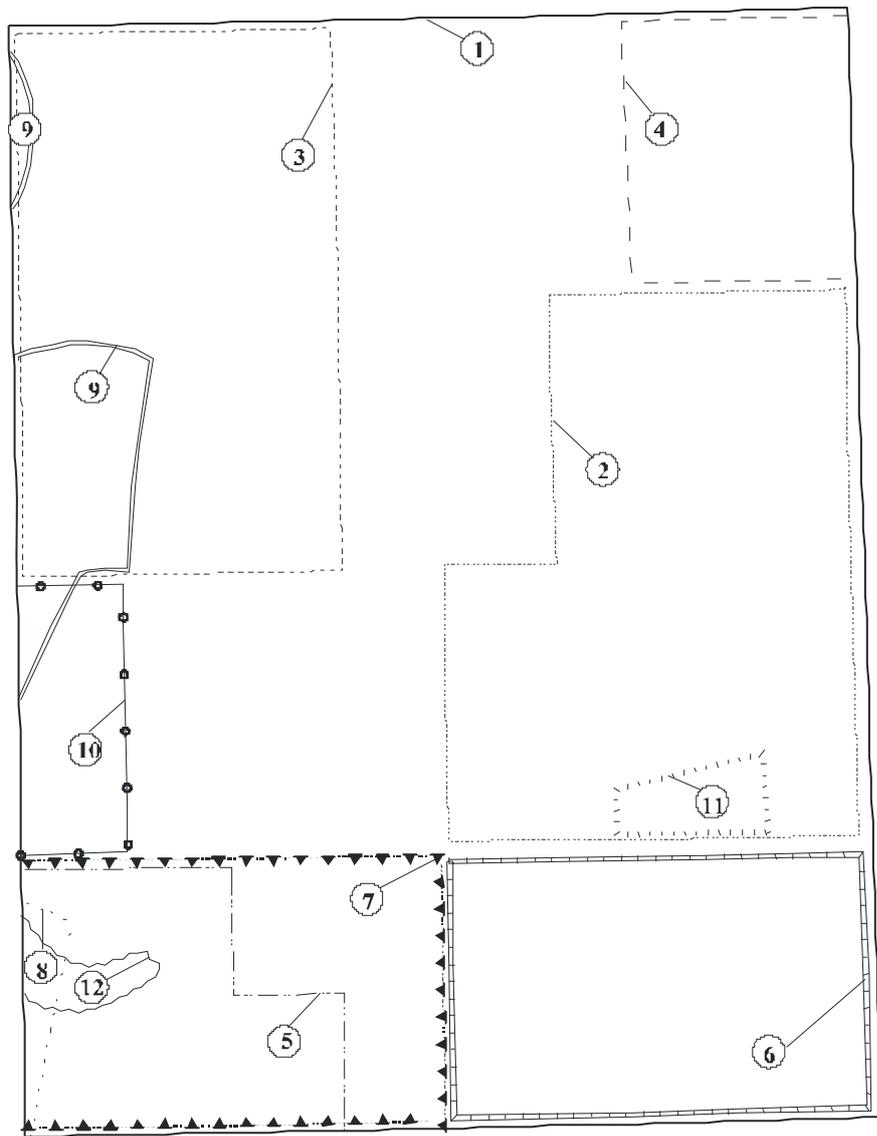
В 1978-1981 гг. на Тыпыльской площади в помощь геологическому картированию проведена гравиметрическая съемка масштаба 1:50000 [111]. Получены гравиметрические карты полумиллигального сечения, схема основных элементов поля силы тяжести. Точность работ составила  $\pm 0,20$  мГал. В 1979-1983 гг. на Чикмано-Нярской площади Геофизической партией ПГРЭ проводится гравиметрическая съемка масштаба 1:25000 [108]. Точность работ с прибором ГР/К2 составила  $\pm 0,10$  мГал. В 1983-1986 гг. гравиметрическая съемка масштаба 1:25000 продолжена на Ульвичской площади [127]. Точность съемки составила  $\pm 0,10$  мГал. В 1986-1988 гг. Баженовской геофизической экспедицией проводится гравиметрическая съемка масштаба 1:50000 Ольвинской площади [106]. Получены карты полумиллигального сечения с плотностью промежуточного слоя  $2,30 \text{ г/см}^3$  и  $2,67 \text{ г/см}^3$ , карта локальных аномалий, схема основных элементов гравиметрического поля.

Материалы крупномасштабных гравиметрических съемок оказали существенную помощь при геологическом картировании.

### **Электроразведка.**

Начиная с 1947 г. в северной части Кизеловского каменноугольного бассейна начали проводиться планомерные электроразведочные работы. С целью картирования контуров распространения выходов угленосной толщи карбона в бассейне рек Чаньва и Чикман в 1947 г., в бассейне р. Язьва в 1948 г. и в бассейне р. Яйва в 1949 г. Тетюевым Н.Н. [116, 117] выполнены площадные (1000x20м, 2000x20м) работы методом СЭП. В результате проведенных исследований уточнены контуры выходов угленосных отложений.

В 1976 г. в южной части Тыпыльской площади Североуральской КГРЭ с целью поисков древней долины р. Тылай, перспективной на платину, проводились бурение и работы методом ВЭЗ [114]. Большое расстояние между профилями обусловило плохую корреляцию графиков и



1 : 500 000

в 1 сантиметре 5 километров  
5 0 5 10 км

- |  |   |  |   |  |   |  |    |  |    |  |    |
|--|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|
|  | 1 |  | 2 |  | 3 |  | 4  |  | 5  |  | 6  |
|  | 7 |  | 8 |  | 9 |  | 10 |  | 11 |  | 12 |

разрезов. Перспективы выявления россыпей золота и платины на этой площади оценены отрицательно, сделан вывод о нецелесообразности проведения здесь дальнейших поисковых работ.

В 1977-1978 гг. Геофизической партией ПКГРЭ с целью установления морфологических особенностей локализации аллювиальных отложений, а также ориентировочного определения состава коренных пород ложа долин рек Чикман, Сюзь, Талица проведены электроразведочные работы методом ВЭЗ [80]. Шаг наблюдений по профилям, ориентированным поперек долин, составил в пределах пойменной части и первых террас 10-20 м, а на высоких террасах – 40-80 м. По результатам количественной интерпретации построены планы изомощностей рыхлых отложений в масштабе 1:25000, план распространения песчано-гравийных, галечно-гравийных и галечно-валунных глинистых отложений.

В 1983-1986 гг. Геофизической партией ПГРЭ на Ульвичской площади в помощь геологической съемке масштаба 1:50000 проводятся опережающие геофизические исследования [127]. В комплекс работ входит электроразведка методами СЭП и ВЭЗ. Даже при сравнительно редкой сети наблюдений (4000x100 м – для ВЭЗ и 1000x50 м – для СЭП) работы оказали большую помощь в геологическом картировании. По полученным данным составлена геолого-геофизическая основа геологической карты масштаба 1:50000, на которой отображено положение основных контактов и нарушений, показаны выходы свит различного состава и отдельных комплексов, выделяющихся по электрическим характеристикам.

С 1963 г. электроразведочные работы методами ВЭЗ, СЭП, ЕП, ВП выполняются силами геологосъемочных партий при геологической съемке масштаба 1:50000 [79; 124; 78; 93; 112; 109]. При помощи электроразведки решаются задачи расчленения палеозойских толщ, картирования тектонических нарушений, выявления депрессий и определения мощности четвертичных образований, поисков зон сульфидной минерализации и полиметаллического оруденения.

Изучением физических свойств горных пород сопровождалась почти все геолого-геофизические исследования последних лет [92; 129; 78; 80 и др.]. В 1968 г. физические свойства горных пород изучаются в лаборатории Геофизической партии ПГРЭ для территорий, расположенных к северу и северо-западу от листа О-40-V. Получены устойчивые физические параметры (плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление) для всех литологических разностей по возрастным подразделениям. Проведен анализ зависимости физических свойств пород от различных факторов.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении изученной территории (лист 0-40-V) принимают участие измененные в различной степени терригенные, карбонатные, вулканогенные и интрузивные образования от рифейского до пермского возраста, повсеместно перекрытые четвертичными отложениями. В нескольких пунктах, ограниченных по площади, зафиксированы неогеновые рыхлые образования. Стратиграфическое расчленение отложений района произведено на основе легенды Пермской серии листов Госгеолкарты – 200 (НРС МПР России 1 ноября 2000 г). Согласно этой схеме западная часть территории принадлежит Западно-Уральской структурно-фациальной зоне, представленной Кизеловско-Дружининской и Щугоро-Вишерской структурами Западно-Уральской внешней зоне складчатости и Кваркушко-Каменногорским мегантиклинорием Центрально-Уральского поднятия. Восточнее следует наложенная структура Улсовско-Висимского мегасинклиория Центрально-Уральского поднятия, принадлежащая Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне, далее на восток следует узкая полоса Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, принадлежащая Центрально-Уральской и Сакмаро-Лемвинской зонам, и Тагильского мегасинклиория, соответствующая Салатимской зоне.

В состав Западно-Уральской структурно-фациальной зоны входят преимущественно терригенные, вулканогенно-терригенные отложения басегской ( $R_3$ ), серебрянской ( $V_1$ ) и сыльвицкой ( $V_2$ ) серий, а также терригенно-карбонатные осадки от нижнего силура до нижней перми. Бельско-Елецкая структурно-фациальная зона представлена терригенно-карбонатными отложениями в возрастном диапазоне от среднего ордовика до среднего девона. Сакмаро-Лемвинская структурно-фациальная зона представлена вулканогенно-терригенными образованиями хапхарской свиты, залегающими несогласно на существенно терригенных отложениях муравьинской свиты среднего рифея Центрально-Уральской зоны.

Салатимская структурно-фациальная зона представлена вулканогенно-терригенными, терригенно-вулканогенными образованиями кембрийско-ордовикского возраста.

## ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

### Средний рифей

Наиболее древними стратифицированными образованиями, выходящими на поверхность в пределах исследуемого района, являются отложения муравьинской свиты, представленные

преимущественно терригенными породами и относящимися к Верхнепечорско-Косьвинскому району Центрально-Уральской структурно-фациальной зоны.

### *Муравьинская свита (R<sub>2</sub>mr)*

Образования свиты впервые выделены на хр. Муравьинский Камень и хр. Тулымский Камень при проведении геолого-съёмочных работ на листах Р-40-95, Р-40-106, Р-40-107 Тулымской площади из состава мойвинской, ишеримской, вёльсовской и чувальской свит общей мощностью 1100-1300 м со строматолитами *Conphyton cylindricus* (Grab.), *Jcadius*(?) sp.

На исследуемой площади отложения муравьинской свиты выделены по литологическому составу пород, аналогичному фаунистически охарактеризованным образованиям, закартированным на хр. Тулымский Камень, в аллохтоне Ниолсовско-Лиственичного надвига. Образования свиты слагают восточное крыло Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, прослеживаясь субмеридиональной полосой, расширяющейся в северном направлении, по водоразделу рек Тыпыл, Пожва и Тылай. С запада свита ограничивается зоной Тылайско-Промысловского взбросо-надвига, с востока – Сосьвинско-Косьвинским надвигом, на юге, в долине р. Тылай, сужается в виде тектонического клина.

Естественная обнаженность свиты плохая. Нижняя часть муравьинской свиты распространена, главным образом, в узкой полосе меридионального простирания, непосредственно примыкающей к зоне Тылайско-Промысловского взбросо-надвига в северо-восточной части закартированной площади. В основании свита представляет собой чередование пластов хлорит-слюдисто-кварцевых и слюдисто-хлорит-кварцевых алевритовых сланцев зеленовато-серой окраски, содержащих в незначительном количестве углистое вещество, со сланцами углисто-хлорит-слюдисто-кварцевыми и углисто-слюдисто-хлорит-кварцевыми стальными-серыми, темно-серыми с зеленым оттенком. В прослоях присутствуют карбонатсодержащие, бурые в выветренном состоянии сланцы. На левом берегу р. Пожва в нижней части разреза свиты встречен прослой известняка серого и светло-серого, тонкоплитчатого. Мощность пачки известняка не менее 50 м.

Вскрывающаяся мощность нижней части свиты около 1 000 м.

В средней части залегают хлорит-альбит-мусковит-кварцевые и альбит-хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы, в прослоях известковистые, содержащие прослои известковистых и бескарбонатных мелкозернистых серых с зеленым оттенком кварцитопесчаников и известковистых сланцев, аналогичных залегающим в основании свиты.

Мощность средней части около 800 м.

Верхнюю часть свиты слагают темно-серые углисто-хлорит-слюдисто-кварцевые, углисто-серицит-кварцевые, хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы и хлорит-слюдистые филлиты зе-

леновато- и буровато-серой, серо-зеленой, желтовато-серой окраски, содержащие прослои мощностью от 0,1-0,2 м до 4-5 м светло-серых мелкозернистых кварцитопесчаников. В этой части разреза встречены прослои вулканогенных пород мощностью в единицы метров. В разрезе по правому берегу р. Южн. Каква в ее истоках отмечен пласт видимой мощностью 5 м метаморфизованных карбонатизированных метабазальтов. На правобережье р. Тылай (юго-западнее устья р. Слудка, среди хлорит-слюдисто-кварцевых парасланцев шурфами вскрыты два прослоя туфосланцев мощностью 10-20 м. В бассейне р. Тылай в самой верхней части свиты залегают переслаивающиеся серо-зеленые и зеленовато-серые хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы с тонкими (1-30 см) прослоями и пластами до 5-6 м хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев и хлорит-слюдистых филлитов, содержащих распыленный гематит и имеющих различной интенсивности вишневый оттенок. В этой части присутствуют пачки известковистых сланцев мощностью 10-16 см с прослойками от 0,5 до 20 см белого с желтым или розовым оттенком мелкозернистого известняка. Из этих известняков, из известковистых сланцев средней части муравьиной свиты и в углистых и безуглистых сланцах верхней части свиты определены [104] микрофитоциты и один экземпляр *Bavlinella faveolata* Scher.

По заключению сотрудницы Пермского государственного университета Т.М. Рыбальченко, определявшей эти формы, большинство их является транзитными, время их существования протягивается через весь поздний протерозой и часто заходит в кембрий. Индикаторным видом для венда считается *Bavlinella faveolata* Schen.

Мощность верхней части свиты составляет от 700 до 800 м.

Общая мощность муравьиной свиты 2500-2600 м.

Породы муравьиной свиты характеризуются невысокой плотностью. Наиболее плотными породами являются хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы ( $2,64 \text{ г/см}^3$ ) и углисто-слюдисто-кварцевые сланцы ( $2,62 \text{ г/см}^3$ ). Наименее плотными породами свиты являются кварцитопесчаники ( $2,56 \text{ г/см}^3$ ). Выходы пород свиты уверенно картируются методами СЭП и ВЭЗ, удельное электрическое сопротивление пород изменяются в пределах 750-2600 Ом·м. Типичные кривые ВЭЗ – кривые типа НА, АА.

Магнитная восприимчивость пород свиты низкая -  $(0-15) \times 10^{-5}$  ед. СИ, у отдельных разновидностей хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев и туфосланцев она повышена до  $23 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

## Верхний рифей Басегская серия

Верхнерифейские образования на площади представлены щегровитской, федотовской (только на разрезах) и усвинской свитами, развитыми в двух районах Западно-Уральской структурно-фациальной зоны: Кваркушско-Каменногорском и Усвинско-Синегорском.

### *Щегровитская свита (R<sub>3sg</sub>)*

Свита выделена С.В. Младших в 1959 г. по кордону Щегровитый на р. Вильва и занимает стратиграфическое положение, согласно Пермской серийной легенде, между ослянской и федотовской свитами верхнего рифея. На исследуемой площади породы щегровитской свиты не имеют выходов на дневную поверхность и показаны только на разрезах. Описание разреза свиты приводится по аналогии с соседними площадями.

Щегровитская свита наиболее полно представлена в осевой части Кваркушско-Басегского антиклинория на отрезке между реками Косьва и Койва. В нижней части она представлена базальтами, оливинowymi базальтами, реже андезитобазальтами и андезитами, трахибазальтами с прослоями терригенных пород: кварцитопесчаников, хлорито-слюдисто-кварцевых сланцев, туфов, туффитов, часто гематитизированных. В верхней части залегают трахибазальты, трахиандезитобазальты, реже трахиандезиты, лавобрекчии и ксенолавобрекчии. Вулканические породы вместе с вмещающими их осадочными образованиями метаморфизованы до стадии зелёных сланцев. Мощность свиты 900 м.

### *Федотовская свита (R<sub>3fd</sub>)*

Выделена А.А.Кухаренко в 1945 г. на р. Койва у пос. Федотовка. На изученной площади федотовская свита показана только на разрезах. Наибольшее развитие породы свиты получили в Кваркушско-Басегском антиклинории. В составе свиты основное место занимают однообразные чёрные и тёмно-серые сланцы (по алевролитам и алевропесчаникам) углисто-слюдисто-кварцевого, слюдисто-кварцевого состава, нередко ленточно-слоистые, обычно пиритизированные. В подчиненном количестве - прослой кварцитопесчаников и редкие, невыдержанной мощности, пласты известняков и известковистых сланцев. В основании свиты залегают зеленовато-серые хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы. Мощность свиты 1400 м.

### *Усвинская свита (R<sub>3us</sub>)*

Впервые усвинскую свиту выделил А.И. Олли в 1940 г. [37] на р. Усьва, близ хр. Басеги. На изученной площади она развита в двух тектонических блоках: Бурнимском и Рассохин-

ско-Кырьинском. Свита представлена исключительно терригенными породами - преимущественно алевритовыми сланцами с прослоями песчаников и кварцитопесчаников.

Обнаженность свиты плохая. Фрагменты разрезов встречаются в верховьях р. Сухая Кырья и ее левых притоков, на р. Каменка (левый приток р. Косьва), на коротком отрезке левобережья р. Косьва и в верховьях р. Молмыс.

Нижняя часть разреза свиты наблюдается на правобережье р. Сухая Кырья. Здесь она сложена зеленовато-серыми и серыми песчанистыми и алевритистыми сланцами и темно-серыми, коричневато-серыми, среднезернистыми кварцитопесчаниками. Мощность прослоев кварцитопесчаников 70-100 м. Общая мощность нижней части свиты 130-140 м.

Средняя часть свиты наблюдается в бассейне р. Сухая Кырья и в междуречье рек Березовка и Каменка. Здесь она сложена сланцами зеленовато-серыми алевритовыми и песчанистыми с редкими прослоями (до 0,7 м) сланцев алевритистых и кварцитопесчаников буровато- и зеленовато-светло-серых. Мощность средней части свиты 300-400 м.

Верхняя часть разреза усьвинской свиты на правом берегу безымянного левого притока р. Сухая Кырья представлена сланцами зеленовато-серыми, сиреневато-серыми, фиолетово-серыми, иногда чёрными, тёмно-серыми глинисто-алеваитовыми и песчанистыми с тонкими прослойками (до 0,7 м) кварцитопесчаников буроватых, средне- и мелкозернистых, редко известняков доломитизированных (до 8 м). Мощность верхней части свиты 350-380 м.

Общая мощность усьвинской свиты составляет 780-920 м.

Граница с вышележащими вендскими отложениями повсеместно тектоническая, нижняя граница на площади не наблюдалась.

Значения плотности для отложений свиты составляют 2,66-2,69 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость -  $(0-12,5) \times 10^{-5}$  ед. СИ; в магнитном поле породы свиты четко ограничиваются от пород вильвенской свиты, характеризующихся более высокими значениями напряженности поля.

## **ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА**

### **Серебрянская серия**

На исследуемой площади породы серии распространены в Кваркушко-Каменногорском и Усьвинско-Синегорском районах Западно-Уральской структурно-фациальной зоны. В Кваркушко-Каменногорском районе серебрянская серия представлена танинской, гаревской, койвинской и керносской свитами, в Усьвинско-Синегорском районе – вильвенской и першинской свитами.

### *Танинская свита (V<sub>1tn</sub>)*

Танинская свита выделена П.М. Есиповым в 1948 г. на р. Межевая Утка, близ пос. Таны за южными пределами листа. Отличительной чертой свиты является присутствие в ее составе тиллитовидных конгломератов. Танинская свита распространена по склонам долины р. Косьва на ее меридиональном отрезке и в истоках рек западного направления, протягиваясь с юга на север полосой шириной 8-10 км через всю площадь с небольшими перерывами в ее средней части.

В структурном отношении породы данной свиты слагают центральную часть Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория. Танинская свита залегает на нижележащих отложениях с размывом различной амплитуды на разных участках. Верхняя граница танинской свиты с перекрывающими толщами гаревской свиты определяется по кровле тиллитовидных конгломератов.

На основании литолого-петрографических особенностей свита подразделяется на три части: нижнюю - конгломерато-песчаниковую, среднюю - песчано-сланцевую, верхнюю - сланцево-конгломератовую.

В верховье р. Решетная нижнюю ее часть слагают тиллитовидные редкогалечные конгломераты зеленовато-серого и серого цветов. Цементирующая масса представлена чередованием алевропесчаного и алевроглинистого материала. Обломочный материал представлен гравием и гальками кварца, песчаников, кварцитопесчаников, сланцев. Выше залегает пачка тиллитовидных конгломератов коричневатого-серого цвета с песчано-алевритовым цементом и редкой галькой кварцитопесчаников, кварцевых песчаников и кварца.

Видимая мощность нижней части составляет 250-300 м.

В районе руч. Рассоха и Тулымка мощность конгломератовой толщи составляет 150 м. Здесь выше конгломератов залегает пачка мелко-, средне- и разномерных, порой гравийных полимиктовых и известковистых кварцитопесчаников и песчаников, имеющая мощность 80 м.

Средняя часть танинской свиты состоит из переслаивающихся аргиллитов и алевроаргиллитов, темно-серых и черных углисто-серицито-глинистых сланцев, кварцевых песчаников и белых оталькованных аргиллитов. Наиболее полный разрез средней части свиты наблюдался на р. Тулымка, где мощность её составляет 285 м.

Верхняя часть разреза танинской свиты сложена тиллитовидными конгломератами и глинистыми сланцами с прослоями песчаников. В верховьях р. Тулымка мощность верхней части свиты около 300 м.

Общая мощность танинской свиты составляет от 250 до 1 000 м.

Тиллитовидные конгломераты отличаются отсутствием слоистости и плохой окатанностью обломочного материала. Цемент в породе базального типа, он резко преобладает над обломками. Состав его гидрослюдистый с примесью углистого вещества, карбонатного материала (чаще всего окисленного сидерита) и гидроокислов железа. Обломки имеют размеры от алевритовой фракции до валунов. Представлены обломки кварцем, кварцитами, полевыми шпатами, гнейсами, кремнями, слюдистыми алевролитами, вулканогенными и карбонатными породами.

Конгломераты танинской свиты имеют плотность  $2,61 \text{ г/см}^3$ , сланцы -  $2,52 \text{ г/см}^3$ .

Удельные электрические сопротивления конгломератов составляют 1200-2300 Ом·м, сланцев – 90-200 Ом·м. Кривые ВЭЗ имеют вид многослойных типа НКН, КНА, КНКН над конгломератами, двухслойных ( $\rho_1 > \rho_2$ ) и многослойных типа К, Q, KQ – над алевролитами и аргиллитами.

Терригенные породы танинской свиты практически немагнитны – магнитная восприимчивость изменяется в пределах  $(0-25) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### *Гаревская свита (V<sub>1gr</sub>)*

Гаревская свита была выделена Б.Д. Аблизиним и другими исследователями в 1959 г. как гаревский горизонт среднекозьвинской подсвиты, с 1966 г. – как самостоятельная свита.

На изученной площади отложения гаревской свиты в виде непрерывной полосы окаймляют с запада отложения такатинской свиты, залегая в западном крыле Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

Отложения свиты представляют собой монотонное переслаивание песчаников, алевроглинистых и кварцево-глинистых сланцев зеленовато-серых, голубовато-серых и серых тонов в виде циклов мощностью до 1 м.

Нижний контакт гаревской свиты наблюдался на реке Пашковка. Здесь на тиллитовидных конгломератах согласно залегают сланцы гаревской свиты, серые и зелено-серые, тонкоплитчатые с прослоями кварцевых песчаников. Мощность слоя 3,5 м.

Выше залегают сланцы темно-серые, зеленовато-серые плитчатые с кварцевыми жилами мощностью 1-15 см, с прослоями песчаников. Завершается разрез сланцами темно-серыми, тонкослоистыми плитчатыми с прослоями глинистых серицитизированных сланцев серых, зеленовато-серых и голубовато-серых.

Общая мощность свиты около 200 м.

Верхняя граница свиты согласная и проводится по появлению черных углистых сланцев бутонской свиты.

В верховьях р. Кадь разрез гаревской свиты иной. Здесь она сложена серовато-желтыми, бурыми, горчично-серыми, в верхней части зеленовато-серыми и голубовато-серыми алеврито-

выми кварцево-глинистыми сланцами с прослоями песчаников мощностью от 1 до 7 м. В нижней части встречаются прослои углисто-глинистых сланцев. Верхний контакт гаревской свиты проводится по появлению вишнево-красных сланцев койвинской свиты.

Мощность гаревской свиты здесь составляет 220-520 м.

Песчаники гаревской свиты имеют плотность  $2,62 \text{ г/см}^3$ , кварцево-глинистые сланцы -  $2,64 \text{ г/см}^3$ , хлорит-глинисто-кварцевые сланцы –и  $2,60 \text{ г/см}^3$ .

Из-за частого переслаивания пород и близости значений удельного электрического сопротивления (в пределах 90-450 Ом·м) терригенная гаревская свита характеризуется недифференцированным низкоомным геоэлектрическим разрезом. Магнитная восприимчивость пород низкая –  $(0-13) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### *Койвинская свита ( $V_1kv$ )*

Койвинская свита характеризуется резкой фациальной изменчивостью отложений и непостоянной мощностью. На изученной площади она развита в верховьях рек Яйва и Кадь.

На р. Яйва нижняя часть разреза свиты представлена тиллитовидными конгломератами мощностью 40 м, верхняя - переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В верхней части наблюдалось постепенная, на протяжении 10 м, смена вверх по разрезу голубовато-серых глинистых сланцев и алевролитов описываемого подразделения черными аргиллитами бутонской свиты, содержащими фосфориты.

Тиллитовидные конгломераты (конгломератобрекчии) монотонны по облику, состоят из галек средней окатанности (3-8 см) слюдисто-аркозовых песчаников и алевролитов, рассеянных в сланцевом, алевро-аргиллитовом голубовато-сером цементе.

Песчаники по составу полевошпат-кварцевые, в основном мелкозернистые и тонкозернистые, выделяются в виде изолированных прослоев мощностью от 0,1 до 1 м.

Видимая мощность свиты на р. Яйва более 150 м.

В верховье р. Кадь койвинская свита представлена переслаиванием сланцев: гематитсодержащих глинисто-кварцевых вишнево-фиолетовых и хлорит-глинисто-кварцевых серозеленых и зеленых.

Общая видимая мощность свиты здесь не превышает 130 м.

Граница между гаревской и койвинской свитами проводится по появлению гематитсодержащих сланцев вишневого цвета.

Породы койвинской свиты характеризуются повышенными значениями плотности (в среднем  $2,71 \text{ г/см}^3$ ) и невысокими значениями кажущегося сопротивления – 100-200 Ом·м, изредка 300-400 Ом·м. Кривые ВЭЗ типичны для терригенных толщ, состоящих из переслаивающихся слоев аргиллитов, алевролитов, песчаников – это многослойные кривые типа КН, НКН,

КНК. В целом койвинская свита отличается от гаревской несколько пониженными сопротивлениями.

Магнитная восприимчивость пород близка к нулю.

### *Бутонская свита (V<sub>1bt</sub>)*

В отложениях бутонской свиты на исследуемой площади наблюдаются все ее типоморфные стратотипические признаки: серая и черная окраска пород, фосфатизация, присутствие желваков фосфоритов, значительная доля алевролитов в нижней части разреза и песчано-алевритовый разрез верхней части.

Наиболее полные разрезы бутонской свиты наблюдались в долинах рек Молмыс, Яйва, Губь, Кадь, Пашковка и Косьва.

В долине рек Пашковка и Косьва в основании свиты обнажается пачка сланцев зеленовато-серого цвета с прослоями черных углисто-глинистых сланцев. Мощность пачки составляет около 190 м. Контакт с гаревской свитой согласный, без видимых следов размыва. В разрезе р. Пашковка отложения койвинской свиты отсутствуют.

Средняя часть свиты представлена двумя пачками: пачкой черных углисто-глинистых сланцев мощностью около 160 м с прослоями темно-серых, голубовато-серых сланцев и алевролитов, а также кварцевых песчаников и конгломератов, и залегающей выше пачкой зеленовато-серых, серых глинистых сланцев мощностью около 80 м с прослоями до 20 м конгломератов.

В верхней части свита сложена сланцами монотонной темно-серой, серой, черной и зеленовато-серой окраски с подчиненными прослоями кварцевых песчаников. Мощность пачки около 190 м. Общая мощность свиты составляет 720 м.

В долине р. Яйва нижняя часть бутонской свиты состоит исключительно из черных сланцев с редкими прослоями алевролитов. Эти породы дают положительную реакцию на фосфор, а отдельные прослои содержат желваки фосфоритов черных кремнистого облика (раковистый излом) в виде окатанных уплощенных галек и “караваев” размером до 20 см. Содержание Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> в сланцах составляет десятые доли процента, в фосфоритах достигает 20,75 %.

Верхняя часть свиты представлена переслаиванием темно-серых и черных песчаников, алевролитов и сланцев, обуславливающим флишоидное строение. Здесь нередко встречаются прослои гравелито-песчаников субаркозовых, сходных с грубозернистыми породами керносской свиты. В песчаниках постоянно присутствует примесь черносланцевой и фосфоритовой интракластики.

В долине р. Яйва мощность бутонской свиты составляет 475 м.

Кровля свиты проводится по появлению сугубо песчаникового разреза, свойственного нижней части керносской свиты.

На р. Молмыс в обнажении вскрывается кровля бутонской свиты, представленная слоем песчаников черных разномерных, слоистых с “бляшками” черных сланцев, мощностью около 15 м. Выше по разрезу без перерыва залегает толща песчаников полевошпат-кварцевых серых и буровато-серых, среднезернистых слоистых и плитчато-слоистых видимой мощностью около 50 м, относимых к керносской свите.

В песчаниках свиты описаны микрофоссилии *Protosphaeridium densum* Tim., *P. vermium* Tim., *Bavlinella faveolata* Schep., *Asperatopsophosphaera* sp.(?), *Trachysphaeridium pusilium* Tim., *T. partialum* Schep., *Leiominuscula* sp., *Synsphaeridium bullatum* Andr., *Glenobotridion* Schopf., *Satka granulosa* Jank. (определения Н.Г. Пыховой), распространенные от верхнего протерозоя до нижнего кембрия [109].

В сланцах свиты наблюдались вкрапления халькопирита. К черносланцевой части разреза бутонской свиты приурочены многочисленные пункты минерализации платины стратиформного генетического типа.

Отложения бутонской свиты имеют среднюю плотность 2,61 г/см<sup>3</sup>. Они характеризуются низкими (до первых сотен Ом·м) значениями кажущегося сопротивления. Особенностью вертикальных разрезов является уменьшение кажущихся сопротивлений (до единиц Ом·м) с увеличением глубины. Основные типы кривых ВЭЗ – двухслойные ( $p_1 > p_2$ ) и многослойные типа Q, KQ, QH. Магнитная восприимчивость пород бутонской свиты изменяется в пределах  $(0-35) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### **Керноская свита (V<sub>1kr</sub>)**

Керноская свита выделена Б.Д. Аблизиным на р. Сылвица в 1966 г. (с 1959 г. – горизонт косьвинской свиты). На изученной площади свита распространена на широком водораздельном пространстве рек Молмыс, Яйва, Кадь и Чикман.

По литологическим признакам свита подразделяется на две части: нижнюю - песчаниковую и верхнюю - сланцево-вулканогенную. Песчаники полевошпат-кварцевые серые и темно-серые, в основной массе среднезернистые, встречаются крупно- и грубозернистые, особенно в кровле разреза, в обнажениях отчетливо толсто- и нормальнослоистые.

Характерной особенностью свиты является присутствие в подошве цельных слоев элементарных циклитов – тонких (1-2 см) слоев с обильными интракластами (“бляшками”) черных и серых аргиллитов и фосфоритов. Среди песчаников встречаются маломощные прослои сланцев и алевролитов.

В бассейне р. Чикман нижняя часть керносской свиты подразделяется на две пачки. Первая (нижняя) пачка представлена песчаниками, переслаивающимися со сланцами. Вторая состоит из плотных кварцевых песчаников и кварцитопесчаников.

В бассейне руч. Чердынский в основании верхней пачки выделяется горизонт пироп-содержащих песчаников мощностью около 2 м. Песчаники разнозернистые, аркозово-кварцевые с обильным контактово-поровым цементом гидрослюдисто-глауконит-монтмориллонитового состава. Необычным в данных песчаниках являются следующие признаки: аномально высокое содержание пиропов, пироп-альмандинов и в меньшем количестве - других минералов-спутников алмазов; наличие в цементе песчаников реликтовых минералов - хлорит-вермикулита, талька, серпентина, характерных для зоны гипергенеза пород ультраосновного комплекса; обнаружение единичных остроугольных обломков сильно выветрелых пористых аргиллитоподобных пород, называемых ксеногенными, отличающихся аномально высоким содержанием редкоземельных элементов и определяющихся вместе с некоторыми зернами псаммитовой размерности как сильно измененный пирокластический материал. Обломочная породообразующая часть состоит из кварца (75-80 %), плагиоклаза (8-12 %), кварцита (5-6 %), биотита и флогопита (0-2 %), мусковита (0-1 %), обломков аргиллита и угловатых обломков, сложенные смесью чешуйчатых глинистых минералов и микроскопических выделений бурых гидроокислов Fe, предполагаемых как измененная витрокластита.

В песчаниках нижней части керносской свиты встречены микрофоссилии *Protosphaeridium vermium* Tim., *P. densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula rugosa* (Naum.), *Trachysphaeridium pusillum* Tim., *T. partialum* (Schep.), *Asperatopsophosphaera* sp. (?), *Origmatosphaeridium flexuosum* (Tim.), (определения Т.М.Рыбальченко); эти формы распространены от верхнего протерозоя до нижнего кембрия [109].

Верхняя часть керносской свиты представлена флишоидной ассоциацией переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов в основании флиша. Локально в верхней части керносской свиты распространены потоки и межпластовые тела туфов и вулканических брекчий, трахибазальтов, долеритов и лимбургитов. Присутствуют также карбонатиты доломит-кальцитового состава.

В бассейне р. Яйва на песчаниках нижней части керносской свиты согласно залегают гравелиты и мелкогалечные конгломераты аркозового состава верхней части свиты. Выше через переслаивание флишоидного характера происходит постепенное уменьшение зернистости пород. Симптоматично для этой пачки присутствие во всех частях прослоев бордовых и чисто зеленых сланцев, которые в своем составе имеют тонкодисперсный вулканокластический материал.

На водоразделе рек Мунья и Молмыс средняя часть верхнего керноса представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и сланцев. Примечательно, что в средней части встречен слой мощностью около 15 м аркозовых гравелитов и гравелито-песчаников с отчетливым циклическим строением. Типоморфной особенностью пород служит голубоватый оттенок их ок-

раски - серых и темно-серых тонов. Верхняя часть свиты представлена темноцветной флишовой ассоциацией переслаивающихся песчаников, алевролитов и сланцев. Общая мощность керносской свиты в бассейнах рек Молмыс и Яйва составляет 550-600 м.

В бассейне р. Чикман верхняя часть керносской свиты в основании сложена монотонно переслаивающимися алевролитами и сланцами зеленого и зеленовато-серого цвета с прослоями туффитов.

Пирокластические и вулканогенно-осадочные породы наблюдались на р. Чикман (к северу от г. Шелудяк) и в верховье р. Полуденная. Содержание пирокластического материала различное, выделяются такие разновидности, как туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты. Текстура пород варьирует от толсто-слоистой до тонко- и микрослоистой. Окраска их серая, зеленовато-серая либо бордово-красная и ярко-зеленая.

В истоках р. Чикман выше горизонта зеленых сланцев с туффитами и туфогенно-осадочными породами залегают аргиллиты, алевроаргиллиты тонкослоистые, сланцы бордово-красные, вишнёвые, розовые, зеленовато-серые с прослоями кварцевых песчаников серого и красного цвета, косослоистых, микро- и тонкослоистых. Мощность пачки пестроцветных пород 81,5 м.

В песчаниках в верхней части керносской свиты определены микрофоссилии *Protosphaeridium vermium* Tim., *P. densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Asperatopsophosphaera* sp., *Nucellosphaeridium* sp. (?), *Trachysphaeridium pssillum* Tim., *Origmatosphaeridium flexuosum* (Tim.), [109].

Для минералогического состава тяжелой фракции пород верхней части керносской свиты характерно преобладание циркона, турмалина, лейкоксена; часто встречаются хромшпинелиды, моноклинный пироксен, амфибол, магнетит, гематит (мартит), ильменит, гранат, апатит, эпидот, хлорит, фосфатные обломки; редко встречаются хромпикотит, монацит, вулканическое стекло, кианит, ставролит, волластонит, хлоритоид, тремолит, корунд, слюда, слюда хромистая, сфен, брукит, мельниковит, марказит, медь самородная, халькопирит, сфалерит, муассанит, анатаз, ильменит двупреломляющий, флюорит.

В верховьях р. Полуденная в верхней части керносской свиты закартированы выходы щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных вулканических пород. Вулканические породы были выделены и описаны А.М. Зильберманом и Е.М. Чернышовой [89] и Л.Г. Григорьевым [78] при поисковых работах на первоисточники алмазов и проведении геологической съемки. Здесь в геологическом строении принимают участие пестроцветные, зеленые, серые и вишнево-красные глинистые сланцы и алевролиты с прослоями песчаников, локально вмещающие вулканические щелочно-ультраосновные брекчии, карбонатиты и покровы трахибазальтов, трахиандезибазальтов.

Вулканогенные породы в верховьях р. Полуденная слагают пологое антиклинальное поднятие, рассеченное многочисленными тектоническими трещинами и сбросами субмеридионального, субширотного и северо-западного направлений. Антиклинальная структура имеет тенденцию к погружению в северном направлении.

В центральной части антиклинали, по данным горных и буровых работ, отчетливо картируются два кулисообразно расположенных выхода вулканитов. Обе группы тел на поверхности разобщены вмещающими пестроцветными осадочными породами. Характерной особенностью строения тел является присутствие в их центральной части трахибазальтового “ядра”, которое окаймляется вулканическими брекчиями, карбонатитами, а еще далее туфами. Покров трахибазальтов центральной группы тел неоднороден. В его пределах наблюдаются хорошо раскристаллизованные участки, представленные эссексит-долеритами и миндалекаменными трахибазальтами, обладающими среднекристаллической структурой. Происхождение этих пород можно объяснить двояко: раскристаллизованные долериты приурочены к центральным частям потоков или представляют собой гипабиссальные интрузивные штоки. Согласно строению разреза вулканогенной толщи выделяются два цикла, связанные с вулканогенными процессами: ранний базальтовый и поздний эксплозивный щелочно-ультраосновной карбонатитовый. В поздний цикл образовались стекловатые пузырчатые лавы и вулканические брекчии. Лавы представляют собой порфиновые зеленовато-серые, темно-зеленые и лиловые породы со следами течения в виде флюидальных плоскостных текстур, выраженных вытянутыми пузырьками, ориентированными включениями, нитевидными неоднородностями основной массы. Вулканические брекчии слагаются обломками розового карбонатита размерами 1-20 см, сцементированными темно-фиолетовым стекловатым базисом, содержащим участки обильные вкрапленники оливина. Пузыри (1-3 мм) в основной массе заполнены по периферии кварцем и халцедоном, а в центре – кальцитом. Обломки карбонатитов на контакте с лавой окаймляются тонкой лентой халцедона, затем идут оторочки (0,4-0,5 мм) мелкозернистого кальцита. Таким образом, из строения контактовой зоны следует вывод о горячем взаимодействии лавы с обломками карбонатитов. Самый верхний карбонатитовый слой слагается доломитовыми и доломит-кальцитовыми породами серыми, розовато-серыми и белыми сахаровидными. Мощность карбонатитового слоя 18 м. Переход между лавой и карбонатитом постепенный, мощность переходной зоны до 8 м, контакт карбонатитов с вмещающими осадочными породами, напротив, очень резкий, четкий, без видимых следов “горячего” воздействия. Такой же резкий контакт наблюдается между лавами и подстилающими глинистыми сланцами.

В северной части мощность карбонатитовой толщи около 70 м.

Совершенно иной разрез карбонатитовой толщи наблюдается в южной группе тел полуденского вулканогенного комплекса. Здесь покровы трахибазальтов перекрываются карбонати-

тами различной окраски (зеленовато-серой, вишнево-красной и серой). Мощность карбонатитовой толщи неизвестна, но можно предположить, что она значительная, так как ширина выходов карбонатитов вместе с потоками лав, залегающих среди них, составляет около 500 м. Самые крупные тела имеют размеры 1х1,5 км и 0,6х1,2 км.

Проявление вулканизма на Полуденском участке, по-видимому, происходило в несколько этапов.

Лавы и вулканические брекчии распространены локально, в виде линзообразных залежей; каждая вулканическая постройка связана со своим подводящим каналом (трещиной, жерлом, каналом другой формы) либо с многими каналами, некоторые из них после извержения магмы могли быть закрытыми. Пространство между разобщенными очагами заполнялось туфами и пеплом, которые наблюдались, например, на р. Чикман выше устья ручья Чердынский. Характерной особенностью формирования щелочных ультраосновных вулканических пород явилось постоянное присутствие брекчий различного состава и обилие пирокластических образований. Наряду с этим существовали периоды относительно спокойных излияний магмы основного состава, давших покровы различных базальтоидов.

Карбонатитовые и щелочно-ультраосновные породы имеют тесную пространственную связь. Известны также породы, по внешнему облику напоминающие брекчии, в которых обломки стекла щелочно-ультраосновного состава сцементированы розовато-коричневым карбонатитом.

Происхождение этих пород окончательно не выяснено. Предполагается три варианта образования карбонатитов: или оно связано с ликвационными процессами магматических силикатно-карбонатных расплавов, или - с метасоматическими изменениями пород, или - с извержениями карбонатитовых лав.

Трахибазальты по составу довольно разнообразны. Выделяются меланократовые (оливиновые) трахибазальты, мезократовые (оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые) трахибазальты, и лейкократовые разности, переходные к трахиандезитам и трахиандезибазальтам.

По структурным особенностям среди них встречаются микропорфировые и афировые разности с разнообразной структурой основной массы – микролитовой, сферолитовой, вариолитовой, интерсертальной, микрозернистой и микродолеритовой.

Брекчии щелочных ультрабазитов представлены лавобрекчиями, туфобрекчиями и вулканическими агломератами измененных пикритов и лимбургитов.

Вулканические брекчии щелочных ультрабазитов представляют собой темно-серые, голубовато-серые, буровато-серые, часто пятнистые породы с брекчиевой и катакластической структурами от микро- и тонкообломочных до грубообломочных. Они состоят из переменного

количества обломочного материала (до 80 % объема породы), погруженного в карбонатную или полустекловатую микродейтеропорфировую цементирующую массу.

По составу обломочный материал разнообразный: это и обломки глубинных пород - пироксенитов и перидотитов, и пород кристаллического фундамента - амфиболитов, гранито-гнейсов, кварцитов, и осадочных - песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков и др. Среди мелкообломочного материала присутствуют отдельные кристаллы и обломки нацело измененного оливина, клинопироксена, хромшпинелидов, гематита, мелкие обломки слюды (флогопита ?), реже граната пироп-альмандинового ряда, единичных редких зерен оранжевого и бледно-фиолетового пироба.

Роль цемента в брекчиях выполняют: щелочно-ультраосновная порода типа пикритового порфирита, серпентин-хлоритовая масса, карбонаты, гематит и другие продукты автометаморфизма.

Жильные образования - преимущественно серпентин-хлоритовые, карбонат-серпентин-хлоритовые, гематит-серпентин-хлоритовые породы, слагающие жилы и прожилки мощностью от долей миллиметра до 1 м.

По химическому составу (прил.1) рассматриваемые породы занимают промежуточное положение между кимберлитами и щелочными базальтоидами и могут быть отнесены к щелочно-ультраосновной калиевой серии особого железисто-титанистого типа с высокими содержаниями глинозема, образовавшейся при активном участии летучих компонентов ( $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ ).

По участку р. Полуденная породы сопоставляются с аналогами щелочных ультрабазитов и ультрабазит-базитов.

Мощность вулканогенной толщи 150-350 м.

Общая мощность керносской свиты 450-1140 м.

Отложения керносской свиты характеризуются относительно низкой плотностью. Плотности алевролитов и аргиллитов варьируют в пределах 2,23-2,69 г/см<sup>3</sup>, составляя в среднем 2,51 г/см<sup>3</sup>; плотность песчаников - 2,55 г/см<sup>3</sup>.

В электрическом поле песчаники керносской свиты хорошо выделяются по резкому увеличению электрических сопротивлений до 500-1000 Ом·м (на приподнятых участках – до 6000 Ом·м) на фоне 200-400 Ом·м над вмещающими алевролитовыми толщами. Для песчаников характерны сложные, ломаные кривые типа КН, НКН, КНК. Участки распространения алевро-сланцевых толщ отмечаются значениями  $r_k$  - 300-400 Ом·м; для этих пород характерны кривые типа Н с затянутой правой ветвью, что вызвано плавным увеличением сопротивлений при переходе от выветрелых разностей к неизменным. Магнитная восприимчивость терригенных пород свиты не выходит за пределы  $(0-38) \times 10^{-5}$  ед.СИ. Магнитная восприимчивость вулканогенных пород участка р. Полуденная изменяется в широких пределах от  $1 \times 10^{-3}$  ед.СИ у карбона-

титов до 450 (средняя 65)  $\times 10^{-3}$  ед.СИ у метатрахибазальтов. Максимальная плотность - 2,74 г/см<sup>3</sup> - у трахибазальтов, метатрахибазальтов и карбонатитов; минимальная – 2,58 г/см<sup>3</sup> - у брекчий, туфобрекчий, лавобрекчий.

### ***Вильвенская свита (V<sub>1vI</sub>)***

Вильвенская свита выделена в 1946 г. А.А. Кухаренко [98] на р. Вильва как толща тиллитовидных конгломератов, песчаников и сланцев силурийского возраста. Позднее С.В. Младших и В.Д. Аблизин значительно расширили объем свиты и включили ее в состав верхнего докембрия. В пределах площади свита развита в Кваркушской антиклинали, в Козмерской горст-антиклинали, в Рассохинско-Кырьинском тектоническом блоке и представлена комплексом вулканогенно-терригенных образований, в котором преобладают кварцитопесчаники и альбит-слюдисто-хлорит-кварцевые сланцы. В нижней части разреза присутствует толща эффузивов основного состава и их туфов с пачками гематит-магнетитовых сланцев.

В верховьях р. Тыпыл (в Козмерской горст-антиклинали) в основании свиты основное место занимают метабазаальты и их туфы. В подчиненных прослоях содержатся кварц-хлорит-мусковит-гематитовые, хлорит-мусковит-кварцевые сланцы. Вверху пачка переслаивающихся метабазаальтов, миндалекаменных метабазаальтов, лавобрекчий, туфосланцев, сланцев альбит-кварц-серицитовых известковистых. В нижней части свиты выделяется слой зеленовато-серых туфосланцев, обогащенных магнетитом.

В Рассохинско-Кырьинском тектоническом блоке нижняя часть разреза представлена переслаиванием титанистых метабазаальтов, метатрахибазальтов, туфов и туффитов, углисто-серицит-кварцевых сланцев, филлитизированных сланцев и кварцитопесчаников.

В Кваркушской антиклинали в нижней части залегают кварцитопесчаники мелкозернистые слюдистые различных оттенков зеленого и серого цветов с подчиненными прослоями белых кварцитов. В отличие от стратотипических разрезов сланцевая часть разреза значительно сокращена по мощности и представлена слюдисто-кварцевыми, слюдисто-альбит-хлорит-кварцевыми серо-зелеными песчано-алевритовыми сланцами.

В основании фиксируется маломощный прослой слюдисто-кварцевых сланцев зеленовато-серых и буро-серых карбонатизированных. Мощность пачки около 270 м.

Эта пачка сопоставляется нами с верхней частью нижневильвенской подсвиты [94], сложенной тонко- и толстослоистыми, иногда несколько полосчатыми зеленоватыми хлорит-альбит-слюдисто-кварцевыми сланцами с бластопелитовой, бластоалевропелитовой или бластоалевритовой, зачастую с микролепидогранобластовой структурой и аналогичными по облику и составу мелкозернистым кварцитопесчаникам.

Горизонты, соответствующие нижней (конгломератовой) части этой толщи в северной части площади, очевидно, на дневную поверхность не выходят, так как нигде не обнаружено характерных для нее тиллитовидных конгломератов.

Единственный пункт, в котором наблюдался прослой тиллитовидных конгломератов, находится на г. Сенный Камень, южнее которого на смежной территории подобные конгломераты встречаются довольно часто.

Мощность нижней части нижневильвенской подсвиты определяется приблизительно в 400 м.

Выше залегает пачка, сложенная белыми мелкозернистыми кварцитопесчаниками, сливными разнозернистыми бутылочно-зелеными грубослоистыми кварцитопесчаниками, разнозернистыми буровато-светло-серыми слюдистыми кварцитопесчаниками.

Эта пачка сопоставляется с литологически сходной четвертой толщей нижневильвенской подсвиты, представленной, по данным С.В. Младших и др. [94], кварцитопесчаниками светло-серой окраски, имеющей почти всегда слабый зеленоватый оттенок, грубослоистыми, полимиктовыми.

Мощность пачки 70-220 м.

На пачке песчаников залегает пачка ритмичного сложения, она подразделяется на кварцитопесчаниковую и сланцевую части, в основании которых залегают кварциты серые слюдистые, выше по разрезу сменяющиеся серыми и буро-серыми мелкозернистыми кварцитопесчаниками. Завершают ритм темно-серые углисто-хлорит-альбит-мусковит-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с углисто-мусковит-кварцевыми сланцами и зеленовато-серыми слюдистыми кварцитами.

Мощность пачки определяется в 190 м, из них кварцитопесчаниковая часть составляет 120 м.

Выше сланцев залегает пачка, представленная монотонной толщей кварцитов и кварцитопесчаников серых, буро-серых, зеленовато-серых, редко – слабокарбонатизированных слюдистых, содержащих подчиненные прослои зеленовато-серых хлорит-альбит-мусковито кварцевых филлитовидных сланцев, мощностью до 0,5 м. Вверху кварциты светло-зеленовато-серые тонкоплитчатые.

Мощность пачки оценивается в 140-310-360 м. Общая мощность свиты составляет 730-910 м.

Вулканогенные образования в Рассохинско-Кырьинском тектоническом блоке характеризуются дифференцированным составом от нормальных метабазальтов через щелочные титанистые метабазальты и щелочные метабазальты к метатрахитам.

Плотность кварцитопесчаников вильвенской свиты изменяется в пределах 2,60-2,68 г/см<sup>3</sup>, в среднем 2,65 г/см<sup>3</sup>. Плотность сланцев изменяется от 2,30 г/см<sup>3</sup> (у алевроит-слюдисто-кварцевых сланцев) до 2,68 г/см<sup>3</sup> (у углисто-слюдисто-кварцевых разностей). Плотность метаморфизованных основных эффузивов – 2,66-2,94 г/см<sup>3</sup>, в среднем 2,80 г/см<sup>3</sup>.

На карте остаточных аномалий силы тяжести положительной аномалией интенсивностью до 2,5 мГал оконтуривается область распространения metabазальтов.

Удельные электрические сопротивления кварцитопесчаников и метаморфизованных эффузивов принимают значения от 900 до 6000 Ом·м. Среди сланцев высокими значениями удельного электрического сопротивления отмечаются хлорит-альбит-мусковит-кварцевые разности (2000-3500 Ом·м), относительно низкими (250-500 Ом·м) – углистосодержащие сланцы. Высокими значениями кажущегося сопротивления отмечаются metabазальты, однако, выделение границы с окаймляющими их породами терригенной и известняковой толщ ордовика затруднено из-за влияния рыхлых отложений.

Все породы вильвенской свиты обладают повышенными магнитными свойствами. Магнитная восприимчивость пород принимает значения от 0 до  $68 \times 10^{-5}$  ед.СИ. Хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы с магнетитом, выходящие на поверхность в Луговском тектоническом блоке, создают в магнитном поле аномалию интенсивностью в 670 нТл. С метаморфизованными эффузивами вильвенской свиты связан целый ряд локальных магнитных аномалий, в том числе значительные по интенсивности Осянская и Каменская аэромагнитные аномалии.

Магнитная восприимчивость metabазальтов изменяется в пределах  $(900-2800) \times 10^{-5}$  ед.СИ, метаморфизованных туфов -  $(14-24) \times 10^{-5}$  ед.СИ. В магнитном поле их выходы отмечаются резким повышением поля на 1500-2000 нТл.

### *Першинская свита ( $V_{1pr}$ )*

Першинская свита выделена С.В. Младших в 1966 г.[105] близ устья р. Перша, правого притока р. Усьва. Отложения першинской свиты распространены на крыльях и южном периклинальном замыкании Кваркушской антиклинали и согласно залегают на образованиях вильвенской свиты. По литологическому составу свита делится на две пачки.

В основании нижней пачки залегают темно-серые до черных углисто-мусковитовые и углисто-хлорит-мусковитовые сланцы мощностью до 250 м, иногда в самой нижней части пачки фиксируется прослой песчанистых мусковит-кварцевых и альбит-мусковит-кварцевых зеленовато-серых сланцев. Выше залегают песчаники мелкозернистые мощностью от 50 до 120 м с прослоями мусковит-кварцевых сланцев. Еще выше выделяется горизонт мусковитовых, кварцево-мусковитовых и хлорит-мусковитовых сланцев зеленовато-серого цвета с прослоями хлорит-альбит-мусковит-кварцевых сланцев и светло-серых мелкозернистых кварцитопесчаников.

Мощность этого горизонта составляет 50-120 м. На сланцевом горизонте залегают темно-серые до черных углисто-мусковитовые и углисто-хлорит-мусковитовые сланцы мощностью до 100 м. Выше выделяются еще два горизонта – хлорит-альбит-мусковит-кварцевых зеленовато-серых сланцев и мусковитовых, хлорит-мусковитовых зеленовато-серых сланцев, мощность этих горизонтов до 120-150 м.

Вторая пачка першинской свиты сложена снизу вверх:

1. Сланцы песчанистые хлорит-мусковит-кварцевые (рассланцованные слюдистые кварцитопесчаники с хлоритом). Мощность 80 м;
2. Сланцы углисто-мусковит-кварцевые темно-серые до черных. Мощность 0-30 м;
3. Сланцы хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые серо-зеленые, зеленовато-серые и светло-серые. Мощность 30-60 м;
4. Кварцитопесчаники известковистые мелкозернистые буровато-серые, сменяющиеся к югу светло-серыми мелкозернистыми плитчатыми слюдистыми кварцитопесчаниками. Мощность 50 м;
5. Сланцы углисто-мусковит-кварцевые темно-серые до черных, переслаивающиеся с зеленовато-серыми хлорит-мусковит-кварцевыми и светло-серыми мусковит-кварцевыми сланцами. Мощность 110 м;
6. Сланцы хлорит-мусковит-кварцевые ленточно-слоистые, в прослоях слабоизвестковистые. Мощность 80-90 м;
7. Гравелиты и гравелитистые кварцитопесчаники полевошпат-кварцевые слюдистые зеленовато- и буровато-серые, рассланцованные до гравелитистых сланцев. Мощность 100 м;
8. Сланцы хлорит-мусковит-кварцевые и мусковит-кварцевые серо-зеленые, зеленовато-серые и светло-серые. Мощность 90 м.

Общая мощность свиты 1350-1430 м.

Верхняя граница першинской свиты в районе не наблюдалась. В одних случаях на различных ее горизонтах несогласно залегают базальные слои среднего ордовика, в других – верхняя часть разреза имеет тектонический контакт со стратиграфическими подразделениями западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория.

Средняя плотность хлорит-мусковит-кварцевых сланцев першинской свиты равна 2,53 г/см<sup>3</sup>, углистых сланцев – 2,60 г/см<sup>3</sup>, кварцитопесчаников и гравелитов – 2,57 г/см<sup>3</sup>. С полями развития углистых сланцев связаны слабые повышения поля силы тяжести.

Углистые и безуглистые разности сланцев обладают достаточно выдержанными высокими значениями удельного электрического сопротивления – 1400-2200 Ом·м. В целом они менее высокоомны, чем кварцитопесчаники вильвенской свиты. Песчанистые сланцы верхов першинской свиты отличаются от сланцев основания свиты пониженными, до 400-550 Ом·м,

удельными электрическими сопротивлениями. По данным количественных расчетов, удельное сопротивление кварцитопесчаников и гравелитов бесконечно велико.

Магнитная восприимчивость пород першинской свиты не превышает  $(0-18) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### **Сылвицкая серия**

Сылвицкая серия, объединяющая мощный комплекс терригенных пород, с размывом залегает на отложениях серебрянской серии и представлена на изученной площади только старопечнинской свитой.

#### ***Старопечнинская свита ( $V_{1sp}$ )***

Старопечнинская свита была выделена Б.Д. Аблизиним и другими исследователями в 1959 г. на р. Сылвице близ кордона Старопечное.

На исследованной площади она распространена в юго-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклиория в бассейнах рек Кадь и Чикман.

Разрез свиты начинается с грубозернистых и гравийных песчаников, редкогалечных конгломератов. Выше появляются неравномернозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами. В нижней и верхней частях свиты встречаются вишнево-красные разности пород. Отличительной особенностью для пород старопечнинской свиты является их желто-зеленая, “табачная” (“хаки”) окраска, малая крепость (легко разрушаются при ударе молотком), а в обломочных разностях - высокое содержание полевых шпатов, обломков гранитоидных пород и биотита, плохой сортировкой обломочного материала.

Нижний контакт свиты довольно четко определяется по смене пестроцветных керносских сланцев песчаниками полевошпатово-кварцевыми, выше переслаивающимися с гравелитами и мелкогалечными конгломератами.

Гравелиты сложены окатанными и полуокатанными обломками биотитовых и гранатовых гнейсов, гранитов, кварцитов, пегматитов, крупными зернами калишпата, кислых плагиоклазов, кварца, биотита, редко мусковита, единичными обломками кислых эффузивов, акцессорными зернами граната, циркона, сфена, лейкоксена, рутила, магнетита, пирита.

Цемент представлен тем же, но тонкозернистым материалом. В отдельных прослоях, кроме того, наблюдаются многочисленные обломки микрозернистых кремней, а иногда фосфоритов. Грубозернистые разности пород тяготеют к нижней половине старопечнинской свиты.

Верхняя часть свиты представлена неравномернозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники по составу и морфологии обломочного материала не отличаются

от подстилающих пород. Своеобразие их заключается в наличии двухразмерной фракции среди обломочных зерен.

В минералогическом составе песчаников старопечнинской свиты обращает на себя внимание высокое содержание (10,0-42,0 % тяжелой фракции) гранатов.

Минералогический анализ песчаников и особенно гравелитов указывает на то, что эти породы образовались за счет разрушения гранито-гнейсов фундамента Русской платформы, причем питающие провинции, очевидно, располагались на небольшом расстоянии от бассейнов осадконакопления и были сложены, главным образом, биотитовыми и гранатовыми гнейсами.

Мощность свиты составляет 450-750 м.

Для всех пород старопечнинской свиты характерны аномально низкие значения плотности: гравелитов и конгломератов – 2,52 г/см<sup>3</sup>, песчаников – 2,59 г/см<sup>3</sup>, алевролитов и аргиллитов – 2,43 г/см<sup>3</sup>. Поля выходов свиты отмечаются в гравиметрическом поле отрицательными аномалиями силы тяжести интенсивностью до –2 мГал.

Электрический разрез свиты резко дифференцирован. Низкими (180-420 Ом·м) удельными сопротивлениями характеризуются алевролиты и аргиллиты. Разрезы, в которых преобладают песчаники, характеризуются значениями 300-3000 Ом·м.

Магнитная восприимчивость отложений старопечнинской свиты в целом низкая и составляет (0-22)х10<sup>-5</sup>ед.СИ для песчаников и гравелитов и (3-55)х10<sup>-5</sup>ед.СИ – для алевролитов и аргиллитов.

## **Нересчлененные верхнекембрийско-нижнеордовикские отложения**

### ***Колпаковская свита (Є<sub>3</sub>-O<sub>1kl</sub>)***

Колпаковская свита развита в юго-восточной части площади в пределах Мурзихинско-Сосновской тектонической пластины, зажатой между Тылайско-Промысловским взбросо-надвигом и Сосьвинско-Косьвинским надвигом; она относится к Салатимской зоне.

Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются на р. Половинка, в восточной части водораздела рр. Березовка и Бол. Косьва. Они подразделяются на три части.

В основании разреза нижней части свиты залегают серые с зеленоватым оттенком, прослоями грязно-зеленые слюдисто-глинистые сланцы, выше - черные углисто-слюдисто-глинистые сланцы, содержащие тонкие прослои (до 10 см) серых сланцев, переслаивающихся с грязно-зелеными и серыми слюдисто-глинистыми, алевролитовыми сланцами.

Средняя часть свиты сложена двумя пачками: зеленовато-серыми и серыми сланцами слюдисто-хлорит-кварцевого состава с прослоями кварцитопесчаников и песчаников мощностью от 1 до 20 см, иногда до 1 м, и залегающими выше карбонатизированными сланцами с

подчиненными прослоями слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев, рассланцованных известняков и гематитизированных сланцев.

Верхняя часть колпаковской свиты сложена слюдисто-кварцевыми, слюдисто-хлорит-кварцевыми, гематит-магнетитовыми, слюдисто-кварцевыми песчанистыми и алевритистыми сланцами, метабазами, туфами и туффитами.

Общая мощность колпаковской свиты составляет 640 м.

Геологическая интерпретация геофизических данных в пределах развития свиты затруднена ввиду однообразия литологического состава. Значения удельного электрического сопротивления составляют для песчаников 580-1400 Ом·м, для сланцевых толщ - 170-400 Ом·м. Контуры колпаковской свиты выделяются общими повышениями значения кажущегося сопротивления. Магниторазведкой отбивается толща плагиоклазовых порфиритов. Интенсивность аномалий достигает 800 нТл.

## **ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА**

Ордовикские отложения на изученной площади развиты в трёх структурно-фациальных зонах: Бельско-Елецкой, Сакмаро-Лемвинской и Салатимской. В Сакмаро-Лемвинской зоне они представлены хапхарской свитой нижнего-среднего ордовика Ниолсовско-Шудьинской подзоны. В Салатимской зоне - пальничнинской свитой среднего-верхнего ордовика.

В Бельско-Елецкой зоне ордовик представлен терригенной и известковой толщами Улсовско-Висимской подзоны.

### **Нижний – средний отделы**

#### *Хапхарская свита (O<sub>1-2</sub> hp)*

Хапхарская свита на изученной площади имеет ограниченное распространение и развита в пределах Ляпинско-Кутимского мегантиклинория: на правом берегу р. Бол. Нязьва, в долине р. Мал. Нязьва и в бассейне р. Долгая (Тылайская).

Повсеместно в коренных выходах и развалах обнажена нижняя, грубообломочная, часть описываемого стратиграфического подразделения. Наиболее полные разрезы были изучены на Сенных Горах, расположенных восточнее исследуемой площади. Здесь в основании свиты залегает пласт мощностью 40–50 м олигомиктовых валунных конгломератов, содержащих гравий и гальку. Обломочный материал (валуны, галька и гравий) представлен белыми мелко- и разнозернистыми массивными кварцитами, зеленовато-серыми кварцитами и кварцитопесчаниками. В гальке и гравии присутствует также белый кварц, в гравийных зернах - розовый кварц. Це-

мент конгломератов представлен зеленовато-светло-серыми разнозернистыми метапесчаниками, содержащими слюду (мусковит и серицит) и хлорит.

Выше базального пласта валунных конгломератов залегают зеленовато-серые до зеленовато-светло-серых, массивные и слегка рассланцованные, разнозернистые, содержащие гравийные зерна кварца и, иногда, редкую мелкую кварцевую гальку, метапесчаники. Мощность их составляет около 250 м.

В нижней части этой пачки метапесчаников выделяется ритмично-слоистый горизонт переслаивающихся конгломератов, гравелитов и метапесчаников мощностью около 40 м.

Вышележащий разрез хапхарской свиты сланцевый, на метапесчаниках залегают слои темно-серых до черных углисто-слюдисто-кварцевых сланцев мощностью около 200 м; завершает нижне-среднеордовикский разрез слой зеленовато- и буровато-серых хлорит-слюдисто-кварцевых сланцев видимой мощностью около 250 м.

Видимая мощность хапхарской свиты достигает 750 м.

По простиранию к югу от Сенных Гор хапхарская свита несколько меняет фациальный состав – исчезают валунные конгломераты, а на р. Бол. Нязва вскрыты несогласно (с небольшим азимутальным и значительным угловым несогласием) залегающие на сланцах муравьиной свиты базальные мелкогалечные конгломераты с лимонитизированным метапесчаниковым цементом. Еще южнее, в бассейне р. Мал. Нязва, в основании свиты залегают кварцевые гравелиты с таким же лимонитизированным метапесчаниковым цементом.

Органических остатков в породах нижнего-среднего ордовика не установлено.

В пиритизированных известковистых метапесчаниках на р. Бол. Нязва определены знаки галенита, халькопирита и сфалерита.

Все породы, составляющие хапхарскую свиту, характеризуются аномально низкими значениями плотности: конгломераты -  $2,54 \text{ г/см}^3$ , метапесчаники –  $2,42 \text{ г/см}^3$ , сланцы хлорит-слюдисто-кварцевые и углисто-слюдисто-кварцевые -  $2,45 \text{ г/см}^3$ . На смежной с востока площади область развития терригенных пород хапхарской свиты обозначается отрицательными аномалиями силы тяжести интенсивностью до – 1,5 мГал.

По электрическим сопротивлениям разрез хапхарской свиты резко дифференцирован. Высокими значениями (1500-2000 Ом·м) отмечаются конгломераты, гравелиты, метапесчаники. Областям развития сланцев, содержащих углеродистое вещество, соответствуют значительно меньшие сопротивления (300-500 Ом·м). Магнитная восприимчивость пород низкая - от 0 до  $9 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

## Средний отдел

### *Терригенная толща (O<sub>2t</sub>)*

Терригенная толща, согласно легенде Пермской серии, соответствует чердынскому горизонту среднего ордовика и относится к Улсовско-Висимской подзоне.

Породы терригенной толщи почти непрерывной полосой протягиваются с севера на юг от верховьев рек Ольховка и Улс до р. Косьва. Они развиты вдоль хр. Козмер, на правом берегу р. Тыпыл, вдоль южных отрогов хр. Кваркуш, на горах Сухой Камень, Чердынский Камень, Острый Тур, Щучий Камень, Одинокий Камень и на широтном участке р. Косьва.

Непосредственный контакт терригенной толщи с подстилающим доордовикским разрезом (сланцами вильвенской свиты) наблюдался на левом берегу р. Косьва, в 1100 м ниже устья р. Каменка. Здесь на неровной, размытой поверхности сланцев с резким структурным (угловым и азимутальным) несогласием залегают крупно- и среднегалечные олигомиктовые конгломераты с кварцевой галькой и с редкими мелкими валунами. Хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы, аналогичные подстилающим, содержатся только в мелкой гальке и дресве. Цемент конгломератов - разнозернистые гравелитистые песчаники. Мощность слоя конгломератов 3,0 м, залегание: аз. пад. 35°, угол 75°. Выше залегают среднегалечные олигомиктовые конгломераты мощностью 2,0 м.

Вышележащий разрез нижней части терригенной толщи на р. Косьва следующий:

1. Конгломераты кварцевые средне- и мелкогалечные с цементом гематитизированного вишнево-серого разнозернистого гравелитистого песчаника. Мощность 4 м;

2. Кварцевые гравелиты светло-серые с желтоватым и бледно-зеленым оттенком с тонкими прослоями мощностью до 0,2 м зеленовато-светло-серых разнозернистых массивных песчаников. Мощность 2,5 м;

3. Конгломераты кварцевые мелкогалечные светло-серые с вишневым оттенком. Мощность 1,7 м;

4. Песчаники кварцевые разнозернистые с прослоями кварцевых гравелитов. В верхней части слоя песчаники карбонатсодержащие; по данным В.Г. Варганова, они содержат неопределимые остатки мшанок и пелеципод. Мощность 22 м;

5. Гравелиты кварцевые желтовато-светло-серые в переслаивании с разнозернистыми известковистыми кварцевыми песчаниками с остатками неопределимых пелеципод и брахиопод. Мощность слоя около 32 м;

6. Конгломераты кварцевые средне- и мелкогалечные с цементом желтовато-светло-серого разнозернистого гравелитистого кварцевого песчаника. Мощность 5,0 м;

7. Гравелиты кварцевые желтовато-светло-серые, содержат прослои разнозернистых кварцевых песчаников такого же цвета. Мощность 3,0 м.

Выше на описанном разрезе залегают известковистые терригенные породы, относимые уже к средней части терригенной толщи.

Мощность нижней части терригенной толщи на р. Косьва составляет 75 м.

Это минимальная на изученной площади ее мощность, как и вообще минимальная мощность в целом всей нижней терригенной толщи. Максимальная видимая мощность достигает 350 м на г. Щучий Камень.

Стратотипический разрез базальных слоев терригенной толщи изучен в скальных выходах г. Острый Тур, протягивающихся на расстояние около 2 км.

Здесь разрез представлен переслаиванием гравелитов кварцевых, конгломератов мелкогалечных олигомиктовых с цементом серо-вишнёвого гравелитистого разнозернистого песчаника, конгломератов кварцевых мелкогалечных и песчаников разнозернистых буровато-жёлтых известковистых, песчаников кварцитовидных разнозернистых.

Мощность нижней части терригенной толщи на г. Острый Тур составляет 165-166 м, на г. Чердынский Камень от 92 до 292 м.

В прослоях известковистых песчаников в составе базальной части терригенной толщи (на р. Косьва, г. Острый Тур) была определена фауна брахиопод *Hallina cf sublitrata* Nas, датирующая возраст песчаников чердынским горизонтом среднего ордовика [64, 83].

В метапесчаниках хр. Козмер в нижней части терригенной толщи встречается фуксит. Часто он концентрируется в слойках толщиной 2-5 мм, а также по сети секущих слоистость трещинок.

Средняя часть терригенной толщи представлена переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников с известковистым цементом и близких по составу и гранулометрии терригенных пород, не содержащих карбонатного материала. Местами (юго-восточный склон г. Острый Тур, р. Тылай ниже устья р. Омутошная) средняя часть толщи представлена исключительно известковистыми песчаниками.

Наиболее распространена описываемая часть слоя в западной полосе развития терригенной толщи.

Незначительно развита средняя часть терригенной толщи разрезах гор Щучий Камень и Одинокий Камень, в тектонической пластине зоны Тылайско-Промысловского взбросо-надвига в районе устья р. Омутошная (приток р. Тылай) и в Луговском тектоническом блоке.

За стратотип В.Г. Варгановым и др. [69] были приняты разрез на левом берегу р. Косьва ниже устья р. Каменка и разрез на г. Чердынский Камень.

В разрезе средней части терригенной толщи на р. Косьва выделяются 3 подразделения. Внизу залегает толща массивных и слоистых разномерных известковистых и кварцевых (в основании) песчаников, средняя часть представлена слоистыми песчанистыми доломитами, верхняя - известково-глинистыми алевритовыми сланцами. Этот разрез охарактеризован брахиоподами *Strophomena sp.*, *Plectortis latus* Nas., *Vellamo sp.*, *Hesperorthis rostriformis* Nass.; трилобитами *Cunolichas peri* Warburg, *Asaphus (Neoasaphus) nieszowskii* (Schmidt), остракодами *Oepikium kosvaensis* Zenk [69].

На р. Тылай в районе р. Омуташиная В.Д. Дибнером [81] в известковистых песчаниках, относимых к средней части терригенной толщи, собраны брахиоподы, определенные А.Н. Ивановым как *Leptaena sp.* [19].

Разрез средней части терригенной толщи отличается от нижележащих пород, помимо известковистости, заметно более мелкообломочной структурой со значительным объемом разномерных и мелкозернистых песчаников. В то же время в отдельных маломощных прослоях в средней части толщи встречаются конгломераты и гравелиты, практически трудно отличимые от конгломератов и гравелитов нижней части терригенной толщи. Этим определяется преемственность литологического состава пород и намечающийся переход к вышележащему карбонатному разрезу среднего ордовика.

Мощность средней части терригенной толщи варьирует в пределах 90-180 м.

Верхняя часть терригенной толщи представлена переслаиванием известняков и глинисто-алеваитовых, часто известковистых, сланцев; содержит в средней части пачку переслаивающихся кварцевых конгломератов и песчаников. Распространена она, главным образом, в западной части Улсовско-Висимского мегасинклинория.

В косьвинском разрезе верхняя часть терригенной толщи представлена нижней частью мощностью 37 м, сложенной известково-глинистыми сланцами и глинистыми известняками с фауной, по данным В.Г. Варганова и др.[69], кораллов *Neotryplasma longiseptata* Kaljo., брахиопод *Strophomena grandis* (Sow.), *S. aff. asmusi* (Vern.), *Platystrophia sp.*, *Phlhedra aff. playfairi* Reed., *Vellamo sp.*, остракод *Baltonotella (?) grandis* Zenk., *Bochilina sp.*, *Tallinella sp.*, *Lennukella (?) enormis* Zenk., ругоз, гастропод, наутилоидей, мшанок, трилобитов.

Более полный разрез верхней части терригенной толщи вскрыт на южном окончании г. Чердынский Камень [93].

Здесь наблюдаются (снизу вверх):

1. Переслаивание серых и бурых глинисто-алеваитовых известковистых сланцев с темно-серыми глинистыми мелкозернистыми известняками. Мощности слоев от 0,1 до 1,0 м. Мощность пачки 10 м;

2. Известняки серые и темно-серые мелкозернистые до афанитовых с тонкими линзами глинисто-алевроитовых сланцев. Мощность 20 м;

3. Сланцы глинисто-алевроитовые серые и темно-серые с прослоями бурых лимонитизированных выветрелых известковистых песчаников. Из этой пачки определены брахиоподы *Vellamo praemarginata grandis* Nas. и *Hallina sublitratata* Nas. Мощность 30 м;

4. Переслаивание редкогалечных кварцевых конгломератов с цементом желтовато-серого и серого разнозернистого песчаника. Мощности слоев составляют 1-1,5 м. Мощность пачки около 15 м;

5. Сланцы глинисто-алевроитовые серые и темно-серые, в прослоях известковистые, бурые за счет лимонитизации. Из известковистых прослоев определены брахиоподы *Vellamo praemarginata grandis* Nas., *Hallina sp.* Мощность около 40 м.

6. Сланцы глинисто-алевроитовые известковистые серые, в известковистых прослоях выветрелые бурые, в переслаивании с мелкозернистыми темно-серыми известняками, мощности слоев 0,1-0,4 м. Мощность пачки около 20 м.

Общая мощность верхней части терригенной толщи на г. Чердынский Камень около 135 м.

В устье р. Тыпыл верхняя часть терригенной толщи сложена темно-серыми органогенно-обломочными известняками с тонкими прослоями известково-глинистых и глинистых сланцев. Отсюда определен комплекс брахиопод *Titanambonites cf. planus* Rosman, *Vellamo praemarginata grandis* Nas., *Titanambonites pleanus* Rosman, *Vellamo mitra* Nas., *Howeilites (?) sp.*, *Vellamo cf. diconvexa* Nas., *Vellamo cf. typylica* Nas., *Triplesia curvula* Nas., датирующий возраст оложений как средний ордовик, терригенная толща.

Общая мощность терригенной толщи 265- 665 м.

Конгломераты, гравелиты и песчаники характеризуются интервалом изменения и наиболее вероятным значением плотности – 2,56-2,68 г/см<sup>3</sup> и 2,62 г/см<sup>3</sup>, глинисто-алевроитовые сланцы – соответственно 2,27-2,55 г/см<sup>3</sup> и 2,40 г/см<sup>3</sup>. Известковистые песчаники имеют промежуточную плотность - 2,52-2,60 г/см<sup>3</sup> и 2,56 г/см<sup>3</sup>.

Среди пород толщи относительно низкими удельными сопротивлениями (400-500 Ом·м) выделяются глинисто-алевроитовые сланцы, составляющие верхнюю часть разреза толщи. Для песчаников, гравелитов и конгломератов характерны высокие значения удельного электрического сопротивления (1300-3600 Ом·м). Граница с метабазами вильвенской свиты по данным ВЭЗ и СЭП отмечается четко по возрастанию  $\rho_{уд}$  от 800-1000 Ом·м до 1500-2000 Ом·м.

Породы терригенной толщи немагнитны, магниторазведкой картируется лишь контакт толщи с магнитными породами вильвенской свиты.

## Средний – верхний отделы

### *Известняковая толща (O<sub>2-3c</sub>)*

Известняковая толща представлена в объеме тыпыльского, рассохинского, полуденского и сурьинского горизонтов (карадокский и ашгильский ярусы). Она распространена в пределах Улсовско–Висимского мегасинклинория: в долинах рек Сухой Тыпыл, Тыпыл, Пожва, Улс, Косьва и Кырья. Обнаженность пород известняковой толщи крайне неравномерна.

Наиболее полные разрезы имеются в приустьевой части р. Тыпыл и по правому берегу р. Косьва непосредственно выше устья р. Тыпыл, где наблюдаются взаимоотношения с подстилающими породами терригенной толщи.

Необходимо отметить, что литологический состав тыпыльского и рассохинского горизонтов в различных частях площади неодинаков. Для этих отложений характерна фациальная изменчивость, выражающаяся в замещении обломочных, алевролитистых и глинистых известняков западных разрезов на доломиты в восточных разрезах.

На юге площади (разрезы по р. Косьва между устьями рек Тыпыл и Косьва) объединенные тыпыльский и рассохинский горизонты в нижней части сложены глинистыми известняками темно-серого, серого и буровато-серого цвета, преимущественно органогенно-обломочными, мощностью 115-150 м, в верхней - доломитами мощностью 135-150 м. Севернее устьев рек Луговая и Пальничная в составе горизонтов появляются две пачки (внизу и вверху разреза) желтовато-светло-серых разнозернистых кварцевых песчаников. Как на юге площади, так и севернее, присутствуют единичные маломощные (до 5-6 м) прослойки серых мелкокристаллических доломитов. Ниже устья р. Глубокая, т.е. в наиболее восточном разрезе, тыпыльский и рассохинский горизонты сложены темно-серыми известковистыми, глинистыми и кристаллическими доломитами.

На правом берегу р. Косьва, в 150 м выше устья р. Тыпыл в темно-серых плитчатых мелкозернистых слабо доломитизированных известняках определены кораллы *Plasmoporella cf. angusta* Yanet, распространенные в чердынском, тыпыльском и рассохинском горизонтах. Средне-позднеордовикский возраст известняков определен по конодонтам *Panderodus compressus* (Branson et Mehl.) и *Panderodus cf. gracilis* (Branson et Mehl.), [93].

В 650 м выше устья р. Тыпыл В.Г. Варгановым и др. [2] в темно-серых слоистых глинистых мелкодетритовых известняках определены кораллы *Pycholites (?) sp.*, *Catenipora tollinoides* Zhizh., *Grewinqkia altaica* (Tcherepn.), *Tryplasma antiqua* Reiman и брахиоподы *Triplesia curvula* Nas. Этот комплекс фауны датирует возраст известняков как средний ордовик, тыпыльский горизонт [93].

На правом берегу р. Косьва, в 1300 м выше устья р. Мулычовка в известняках определены брахиоподы *Triplesia cf. tiskassensis* Petrov верхнеордовикского возраста. В низовьях р. Тыпыл в известняковом разрезе определены брахиоподы *Vellamo ex gr. wesenbergensis* (Pahlen), по которым установлен средне-позднеордовикский возраст (тыпыльский и рассохинский горизонты).

По р. Тыпыл выше устья р. Росомашья в верхней части разреза известняков определены позднеордовикские криноидеи *Dentiferoocrinus cf. subdividus* Milicina, а также табуляты *Lyopora crassiana* Yanet, *Plasmoporella angusta* Yanet, брахиоподы *Triplesia krotovi* (Tschern.), остракоды *Hallatina sp.* и *Oepikium cf. uralensis* Zenk., определяющие возраст известняков как верхний ордовик, рассохинский горизонт [93].

Общая мощность тыпыльского и рассохинского горизонтов составляет 250-270 м.

На правобережье р. Улс и в нижнем течении р. Сухой Тыпыл мощность тыпыльского и рассохинского горизонтов составляет 250-300 м. Разрез здесь представлен переслаиванием серых доломитов, мраморизованных известняков светло-серых массивных и тонкоплитчатых, доломитизированных известняков светло-серых мелкозернистых и известняков темно-серых до черного битуминозных массивных тонкоплитчатых мелкозернистых, содержащих брахиоподы *Lingulidae*, *Rhynchotrematinae*. Среди известняков в верхней части разреза горизонта закартирован прослой светло-серых мелкозернистых слабоизвестковистых кварцитопесчаников мощностью 5-10 м.

В верховьях р. Тыпыл в разрезе появляются маломощные прослои серых доломитов мощностью до 5-6 м.

Полуденский горизонт известняковой толщи распространен на тех же участках долин, что и тыпыльский и рассохинский горизонты. В отличие от них полуденский горизонт почти нацело сложен пятнисто-окрашенными в темно- и светло-серый цвет брекчированными окремненными доломитами, содержащими в отдельных прослоях примесь песчаных и алевроитовых зерен кварца. Севернее устья р. Пальничная на изученной площади в самой верхней части горизонта появляется незначительный по мощности (6-7 м) пласт темно-серых мелкозернистых известняков.

Характерной особенностью доломитов полуденского горизонта является присутствие в них распыленного гематита, вследствие чего они, особенно в выветрелом состоянии, приобретают отчетливый вишневым или сиреневым оттенком.

В приустьевой части р. Старая в доломитах определены позднеордовикские табуляты *Plasmoporella cf. kasachstanica* Bond. и криноидеи *Dentiferoocrinus cf. subdividus* Milicina, *Particrinus sp.* и *Cyclocharux paucicrenellatus* Le Menn [93]. Граница между полуденским и сурьинским горизонтами проводится по смене брекчиевидных доломитов вверх по разрезу глини-

стыми известняками. На юго-востоке площади граница проводится по исчезновению вверх по разрезу брекчиевидной текстуры доломитов с одновременным появлением глинистой примеси в составе.

Мощность полуденского горизонта составляет 60-150 м.

Сурьинский горизонт завершает разрез известняковой толщи. Различаются два типа разреза: западный, сложенный, за исключением самой нижней части, известняками, и восточный - доломитовый.

Наиболее фаунистически обоснованный разрез находится на левом берегу р. Тыпыл, ниже устья р. Щучья. Преимущественно это серые доломиты с маломощными прослоями (первые метры) серых мелкозернистых кварцевых песчаников и полосчатых известняков. В верхней части сурьинского горизонта в рассматриваемом разрезе выделяется пласт мощностью 12 м темно-серых плитчатых мелко- и тонкозернистых известняков с большим количеством массивных караеобразных колоний табулят.

Фрагменты разрезов наблюдаются на рр. Косьва, Тыпыл (ниже устья р. Тарасовка) и на левобережье р. Косьва.

На правом берегу р. Косьва в доломитах определены криноидеи *Dentiferoocrinus subdividuus* Milicina [93].

В нижнем течении р. Пальничная в основании сурьинского горизонта фиксируется пласт светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников мощностью 15 м. Выше залегают глинистые темно-серые и серые мелко- и тонкозернистые, тонкополосчатые известняки.

Мощность сурьинского горизонта составляет 10-100 м.

Суммарная мощность известняковой толщи 385-600 м.

Часто известняки слегка (5-10 % объема) доломитизированы, окремнены и окварцованы.

Наиболее плотными породами толщи являются доломиты с интервалом значений 2,62-2,80 г/см<sup>3</sup>. Плотность известняков, составляющих основную часть разреза толщи, меняется в пределах 2,57-2,73 г/см<sup>3</sup>, песчаников, слагающих незначительные прослои, - в пределах 2,38-2,59 г/см<sup>3</sup>. Мощные рыхлые отложения, распространенные над полем карбонатных пород, дают отрицательные аномалии интенсивностью до 0,5 мГал и затрудняют картирование.

Глинистые известняки характеризуются пониженными, до 100-400 Ом·м, значениями удельного электрического сопротивления. Характерные типы кривых ВЭЗ - К, НК. Песчаники известняковой толщи обладают повышенными (1500-1700 Ом·м) удельными электрическими сопротивлениями. Прослои доломитов среди известняков выделяются по несколько более высокому (1000-1500 Ом·м) кажущемуся сопротивлению. Кривые ВЭЗ над доломитами и известняками сходны и относятся к типу НА, НАА. Магнитная восприимчивость пород толщи не превышает  $10 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### *Пальничнинская свита (O<sub>2-3pn</sub>)*

Пальничнинская свита развита в восточной части изученной площади в пределах западного крыла Тагильского мегасинклиория, она относится к Салатимской зоне. Разрез отложенной свиты можно достаточно уверенно разделить на две части. Нижняя часть представлена различными сланцами с редкими невыдержанными прослоями кварцитопесчаников, вулканогенно-осадочных и эффузивных пород, карбонатсодержащих сланцев; в основании нижней части лежит слой базальных конгломератов. Верхняя часть разреза имеет аналогичное строение: в основании находится слой внутриформационных редкогалечных кварцевых конгломератов, а в вышележащем разрезе, сложенном осадочными сланцами, резко возрастает количество вулканогенно-осадочных пород, но почти нацело отсутствуют песчаники; появляются прослои магнетитовых сланцев и увеличивается количество и мощность прослоев карбонатсодержащих сланцев.

Базальные конгломераты полимиктовые, мелко- и среднегалечные со слюдисто-полевошпат-кварцевым цементом; имеют крупную глыбово-плитчатую отдельность. Мощность базальных конгломератов 10-15 м.

Выше залегают гравелиты мощностью от 0 до 2 м. Цемент гравелитов разнозернистый, слабо слюдистый.

Завершает нижнюю часть трансгрессивного цикла полевошпат-кварцевые, реже кварцевые, слюдистые песчаники розовато-светло-серые, иногда слабо гематитизированные, с редкими гравийными зернами кварца и микроклина, неравномернозернистые, плитчатые и тонкоплитчатые. Мощность прослоев не превышает 10-15 м.

По простиранию гравелиты и кварцитопесчаники фациально невыдержаны и иногда почти полностью отсутствуют, а на базальных конгломератах лежит сланцевый разрез.

Выше залегают сланцы преимущественно хлорит-слюдисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые зеленовато-светло-серые и светло-серые, иногда с буроватым оттенком, массивные или слабо слоистые, реже ленточно-слоистые плейчатые, песчано-алевритовые и алевритовые. Иногда породы слабо гематитизированы, имеют вишневый оттенок. Среди сланцев встречаются невыдержанные сравнительно маломощные прослои кварцито-песчаников, вулканогенных пород, метабазальтов и карбонатсодержащих сланцев.

Мощность пачки 140-275 м. Это отложения одного трансгрессивного ритма осадконакопления.

Следующий трансгрессивный цикл осадконакопления начинается также с переслаивания конгломератов, гравелитов и кварцито-песчаников. Вышележащий сланцевый разрез характеризуется большой пестротой литологического состава, присутствием маркирующих прослоев кварцитопесчаников и углистых сланцев, большим количеством фациально невыдержанных

прослоев кварцито-песчаников, карбонатсодержащих сланцев, вулканогенно-осадочных пород, базальтов и трахибазальтов.

На р. Бол. Косьва выше устья р. Мал. Косьва среди карбонатсодержащих сланцев встречаются маломощные прослои мраморизованных известняков, содержащих карадокские криноидеи *Bystrowicrinus ex eg. positus* (Yelt.), *Pentagopentagonalis* sp. [2; 124].

В составе пачки присутствуют маломощные (10-15 м) фациально невыдержанные прослои кварцито-песчаников, вулканогенно-осадочных пород, трахибазальтов и базальтов. Кровля пачки фиксируется появлением кварцито-песчаников, гравелитов и конгломератов, свидетельствующих о начале следующего трансгрессивного ритма осадконакопления. Мощность пачки 375-570 м.

Разрез следующей пачки начинается с кварцитопесчаников с редкими маломощными прослоями конгломератов и гравелитов, мощность слоя 50-60 м. Выше залегают metabазальты и метатрахибазальты, вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, мощность слоя 50-60 м. Большая часть разреза представлена гематитсодержащими, хлорит-кварцевыми, иногда с лейкоксеном, хлорит-мусковит-кварцевыми, мусковит-кварцевыми и кварц-мусковитовыми сланцами. На гематитсодержащих хлорит-слюдисто-кварцевых сланцах залегают эффузивы основного состава. Эффузивные породы представлены метадолеритами, микродолеритами, базальтами, с подчиненным присутствием туфов. Общая мощность эффузивов достигает 900 м.

Вся мощность пальничнинской свиты составляет 2355-3257 м.

Отложения пальничнинской свиты отмечаются линейными зонами повышенных значений поля силы тяжести и линейными знакопеременными магнитными аномалиями. Главным фактором повышения поля силы тяжести является присутствие в разрезе свиты основных эффузивов и гематитсодержащих сланцев, имеющих плотности соответственно  $2,78 \text{ г/см}^3$  и  $2,69 \text{ г/см}^3$ . Наименее плотными породами свиты являются углисто-серицит-кварцевые сланцы и кварцитопесчаники. ( $2,61 \text{ г/см}^3$  и  $2,62 \text{ г/см}^3$ ).

Методами ВЭЗ и СЭП хорошо картируются углистые сланцы, они отмечаются резким понижением сопротивлений. Кривые ВЭЗ преимущественно типа KQ, реже - Q.

Все породы пальничнинской свиты магнитны. Магнетит присутствует в большинстве литологических разностей, распределяясь весьма неравномерно. Магнитная восприимчивость эффузивов основного состава изменяется в пределах  $(19-57) \times 10^{-5}$  ед.СИ, туфосланцев -  $(13-28) \times 10^{-5}$  ед.СИ, сланцев различного состава -  $(6-50) \times 10^{-5}$  ед.СИ, кварцитопесчаников -  $(4-16) \times 10^{-5}$  ед.СИ. Наиболее высокими магнитными свойствами обладают слюдисто-кварцевые сланцы с магнетитом, магнитная восприимчивость их достигает  $754 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

## Нерасчлененные отложения верхнего ордовика и нижнего силура

### *Доломитовая толща* (O<sub>3</sub> - S<sub>1d</sub>)

Доломитовая толща представлена в объеме кырьинского горизонта ашгильского яруса и лландоверийского яруса. Она развита в центральной и восточной частях Улсовско-Висимского мегасинклинория и относится к Улсовско-Висимской подзоне.

Нижняя граница доломитовой толщи проводится по появлению известняков известняковой толщи (сурьинский горизонт) верхнего ордовика, верхняя граница - по появлению песчаников и сланцев сланцевой толщи, соответствующей венлокскому ярусу нижнего силура.

Разрезы доломитовой толщи фрагментарно наблюдаются по долинам рек Тыпыл, Косьва и Кырья. Литологический состав ее характеризуется значительной выдержанностью. Основной объем толщи сложен доломитами серого, желтовато-серого, темно-серого до черного (“искристого”) цвета, реже светло-серыми, в прослоях пятнистыми, мелко- и тонкозернистыми.

В самой нижней части серые мелко- тонкозернистые доломиты содержат терригенную примесь алевритовых и песчаных зерен кварца. В верхней части толщи доломиты светло-серые до серых, мелко-среднезернистые и тонкозернистые, известковистые с прослоями известняков мощностью до 15 см. Текстура доломитов массивная, толсто- и грубослоистая. Известняки темно-серые водорослево-строматопоровые, органогенные, содержащие также одиночные и колониальные кораллы, брахиоподы и гастроподы.

На правом берегу р. Косьва в доломитах определены брахиоподы: *Conchidium sp.*, *Pentamerus ex gr.oblongus* Sow., трилобиты *Encrinurus sp.*; в верховьях р. Тыпыл определены брахиоподы *Virgiana cf. barrandei* (Bill.), по р. Кырья – *Virgiana cf. Stricklandia of. lens* (Sov.) соответствующие лландоверийскому ярусу [93].

Фаунистические остатки в доломитах встречаются часто, но сохранность их обыкновенно плохая вследствие более сильной, чем у известняков, перекристаллизации.

Наличие в доломитах реликтов фауны говорит о том, что, по крайней мере, часть описываемых пород представляет собой нацело доломитизированные известняки.

Доломиты толщи имеют аномально высокую плотность (2,70 - 2,83 г/см<sup>3</sup>); в поле силы тяжести толща картируется положительными (до 0,5 мГал) аномалиями. Удельное электрическое сопротивление доломитов изменяется в пределах 350-4500 Ом·м. Преобладают кривые ВЭЗ типа НА и АА с асимптотой, близкой к 45°. В целом доломитовые породы отличаются от известняков повышенными значениями сопротивлений. Доломиты практически немагнитны.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения на исследованной площади распространены в двух подзонах: Полюдовской и Улсовско-Висимской. В Полюдовской подзоне они представлены в объеме колчимской и язьвинской свит, соответствующих нижнему и верхнему отделам системы; эти свиты встречены на реках Ульвич, Яйва и Кадь в пределах отдельных тектонических блоков. В Улсовско-Висимской подзоне силурийские отложения представлены сланцевой, карстовой и доломитовой толщами (лландоверийский, венлокский, лудловский, прижидольский ярусы), слагающими крыло Улсовско-Висимского синклинория на левобережье р. Тыпыл и правобережье р. Кырья.

### Нижний отдел

#### *Колчимская свита ( $S_{1kl}$ )*

Колчимская свита в Полюдовской подзоне с резким угловым несогласием залегает на различных свитах венда. Это установлено ранее [78] как в пределах изученной территории - на р. Молмыс, так и севернее - на реках Кабакайка и Полуденный Колчим. Всюду в основании свиты залегает базальная пачка, сложенная кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов.

Наиболее полный разрез колчимской свиты на площади наблюдается на правом берегу р. Молмыс. Здесь мощность гравелитов в основании базальной пачки составляет 3 м. Выше залегают песчаники кварцевые, светло-серые, мелко- и среднезернистые с гравием и галькой кварца. Песчаники базальной пачки отличаются от подстилающих их вендских песчаников мономинеральным кварцевым составом.

Выше по разрезу песчаники переходят в песчанистые доломиты, составляющие основной объем свиты. Доломиты темно-серые и желтовато-серые, средне- и мелкозернистые, массивные, реже слоистые с подчиненными прослоями доломитизированных известняков. Мощность толщи доломитов составляет 100 м.

Фауна в доломитах редка и имеет плохую сохранность. На р. Быстрая в доломитах [78] найдены ядра пентамерид.

Мощность колчимской свиты на рр. Молмыс и Беззадая составляет около 120 м.

Плотность доломитов колчимской свиты составляет  $2,75 \text{ г/см}^3$ . Песчаники и конгломераты основания свиты отмечаются пониженными значениями плотности –  $2,53 \text{ г/см}^3$ .

Базальный слой песчаников прослеживается узкой, 100-200 м, зоной повышенных (500-1000 Ом·м) значений кажущегося сопротивления. Контакт свиты с низкоомными преимущественно алевро-пелитовыми породами бутонской свиты венда выделяется однозначно. Величины

кажущегося сопротивления над карбонатной частью колчимской свиты изменяются в более широких пределах - от 200 до 1000 Ом·м. Породы свиты практически немагнитны, магнитная восприимчивость не превышает  $25 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### *Сланцевая толща (S<sub>1S</sub>)*

Сланцевая толща соответствует венлокскому ярусу нижнего силура и занимает такое же структурное положение, как и доломитовая толща, обычно окаймляя с востока площади распространения последней. Сланцевая толща откартирована в восточной части Улсовско-Висимского мегасинклиория.

Наиболее полные разрезы ее обнажаются по р. Косьва напротив устья р. Березовка, на левобережье р. Тыпыл и на правобережье р. Кырья.

В основании сланцевой толщи почти повсеместно залегает пачка мелкозернистых кварцитовидных песчаников желтовато-серого, до темно- и светло-серого, иногда разнозернистых и гравийных. Мощность пачки песчаников от 0 до 50-70 м.

Выше песчаников залегает пачка песчано-алевро-глинистых и алевро-глинистых сланцев серого, светло-серого, желтовато-серого, серовато-светло-зеленого, желтовато-бурого цветов, содержащая прослойки темно-серых углисто-глинисто-кварцевых сланцев, известковистых сланцев, буровато-серых тонкозернистых известняков, серых мелкозернистых доломитов, желтовато-светло-серых, серовато-светло-коричневых мелкозернистых песчаников, светло-серых тонкозернистых песчаников. Мощность сланцевой пачки от 74 до 230 м.

На глинистых сланцах залегает пачка серых и темно-серых до черных, буровато-серых, серовато-зеленовато-коричневых слабо глинистых и глинистых известняков с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Мощность известняковой пачки от 80-90 м до 180 м.

Выше по разрезу (на рр. Долгая, Луговая) выделяется пласт темно-серых углисто-глинисто-кварцевых сланцев. Мощность его от 0 до 50-60 м.

Завершает разрез сланцевой толщи пачка светло-серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников переменной мощности от 25-30 до 60 м.

Отдельные разрезы сланцевой толщи на изученной площади имеют свои особенности литологического состава, определяющие нестабильность фациальных условий осадконакопления.

Разрез сланцевой толщи на р. Косьва отличается своей контрастностью. Нижняя и верхняя части толщи, как и на других участках изученной площади, сложены песчаниками, а вся средняя часть ее сложена карбонатными породами - светло-серыми мелкозернистыми доломитами и залегающими на них глинистыми известняками и известково-глинистыми темно-серыми

(до черных) сланцами. Глинистые же и углисто-глинистые сланцы присутствуют только в тонких (до 3,5 см) прослоях и примазках среди песчаников.

В.Г. Варгановым и др. [69] на правом берегу р. Косьва в районе устья р. Березовка из основания карбонатной пачки средней части толщи определены наутилоидеи, мшанки, брахиоподы *Camarotoechia (?) sp.*, остракоды венлока. Из верхней части карбонатной пачки определены ругозы, мшанки, табуляты. На р. Тылай определены табуляты *Palaeofavosites (?) sp.*, датирующие возраст известняков как ордовик-нижний силур.

Нижняя граница сланцевой толщи проводится в основании пачки песчаников несколько условно ввиду отсутствия для этого интервала разреза хороших определений фауны.

Мощность сланцевой толщи 150-300 м.

Плотность пород сланцевой толщи составляет в среднем 2,62 г/см<sup>3</sup>. Песчано-алевроглинистым и углисто-глинистым сланцам отвечают минимальные значения плотности - 2,30-2,65 г/см<sup>3</sup>, известнякам и доломитам – максимальные, 2,60-2,80 г/см<sup>3</sup>.

Сланцы и их углистые разности характеризуются и наименьшими значениями Удельное электрическое сопротивление сланцев составляет 250-400 Ом·м, их углистых разностей - 450-600 Ом·м. Доломиты и песчаники обладают наиболее высокими удельными сопротивлениями - 1100-1950 и 750-2000 Ом·м.

Магнитная восприимчивость пород толщи низкая,  $(0-16) \times 10^{-5}$  ед.СИ .

## Верхний отдел

### *Язьвинская свита (S<sub>2</sub>jz)*

Язьвинская свита развита на правобережье рек Быстрая и Молмыс, на р. Беззадая, южнее которой она срезана Язьвинско-Кадинским надвигом; вновь появляется в бассейне рек Яйва и Кадь, а также на водоразделе рек Чикман и Кадь.

Нижняя граница свиты проводится по появлению лудловской фауны, в некоторых разрезах - по появлению мощных кварцевых песчаников.

На р. Молмыс нижняя часть свиты сложена буровато-серыми неравномернoзернистыми песчаниками, зеленовато-серыми глинистыми сланцами и серыми глинистыми тонко- среднезернистыми известняками, в которых найдены *Clathrodictyin sp.* и *Actinostroma sp.* Мощность пачки 39 м.

Верхняя часть свиты сложена известняками серыми и темно-серыми, мелкозернистыми, иногда органогенными с прослоями доломитов (обычно темно-серых, мелкозернистых). В известняках найдены кораллы: *Favosites pseudoforbessi maratsiensis* Sok., брахиоподы: *Didymathyris (?) cf. candiculata* (Wen.), *Hawellella angustiplicata* Koze. По заключению Ф.Е. Янет и М. Г. Брей-

вель, эта фауна характеризует верхи нижнего-верхнего лудлова. Мощность язьвинской свиты на рр. Молмыс и Беззадая составляет около 100 м [77,79].

Нижний контакт язьвинской свиты наблюдался несколько севернее изученной площади, на р. Язьва [78]. Здесь на пачку песчаников, алевролитов на карбонатном цементе и доломитизированных известняков колчимской свиты, содержащих фауну плохой сохранности, постепенно, без видимого перерыва налегают известняки с многочисленной фауной кораллов, брахиопод, криноидей, гастропод, остракод, из которых определены *Favosites miranus* Sok., *Laceripora cf. mala* Janet., характеризующие низы лудловского яруса. Встречены редкие маломощные прослои песчаников на карбонатном цементе. Мощность 250-350 м.

На реках Яйва и Ульвич язьвинская свита представлена известняками и доломитами серыми и темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, содержащими местами мелкий детрит остракод, члеников криноидей, брахиопод, трилобитов, спикул губок. Обычна незначительная, неравномерно распределенная примесь угловатых окатанных зерен алевроитовой и мелкопесчанистой размерности. Мощность язьвинской свиты на р. Яйва не превышает 100м.

В наиболее полном объеме язьвинская свита представлена на р. Кадь и на водоразделе рек Кадь и Чикман. На водоразделе рек Кадь и Чикман язьвинская свита подразделяется на две пачки: нижнюю, преимущественно терригенную, мощностью 100-110 м, и верхнюю, сложенную карбонатами, мощностью 150-190 м.

Терригенная пачка представлена кварцевыми песчаниками, алевролитами, переходящими в глинистые и песчанистые известняки.

Карбонатная пачка сложена известняками и доломитами с прослоями глинистого известняка. В районе р. Кадь известняки содержат фауну кораллов *Squameofavosites uralensis* Janet., *Syringopora ex gr. schmidtii* Tschern., *Squameofavosites thetidis* Chek., *Favosites finitimus* Janet., *Siringopora sp.*, *Aulopora sp.*, остракод, брахиопод [79].

Общая мощность язьвинской свиты 300 м.

Плотность песчаников язьвинской свиты составляет в среднем  $2,61 \text{ г/см}^3$ , карбонатных пород -  $2,67 \text{ г/см}^3$ . Удельное электрическое сопротивление варьируют в пределах 170-4100 Ом·м. Порода практически немагнитны – магнитная восприимчивость известняков не превышает  $11 \times 10^{-5}$  ед.СИ, песчаников -  $22 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

## Нерасчлененные верхнесилурийско–нижнедевонские отложения

### *Карстовая толща (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>ks)*

Карстовая толща соответствует лудловскому, прижидольскому ярусам верхнего силура и низам эмского яруса нижнего девона. Отложения карстовой толщи распространены в пределах Улсовско–Висимского мегасинклинория и прослеживаются непрерывной полосой от р. Нязвы до южной границы изученной площади.

Естественная обнаженность карстовой толщи очень плохая. Протяженные естественные выходы встречаются на правом берегу р. Тылай в 1,5 км выше ее устья и по левому берегу р. Косьва в 0,5 км ниже п. Усть-Тылай.

Разрез карстовой толщи на левом берегу р. Косьва следующий. На серых мелкозернистых песчаниках кровли сланцевой толщи (венлокский ярус) залегают известняки темно-серые мелко- и тонкозернистые общей мощностью около 40 м. Еще выше темно-серые известняки сменяются тонко- и мелкозернистыми слоистыми известняками мощностью 11 м.

Стратиграфически выше этих известняков залегают мелкозернистые, пятнисто-окрашенные в серый, светло-серый, бледно-сиреневый цвет доломиты, содержащие в нижней части пачки тонкие (5-10 мм) прослойки серого известняка. Мощность пачки пятнисто-окрашенных доломитов составляет 8 м.

Выше по разрезу они перекрываются мелкозернистыми доломитами. Мощность этих доломитов составляет 19 м.

Разрез завершается мелкозернистыми светло-серыми с кремовым оттенком доломитами, содержащими прослой до 0,5 м светло-серых мелкозернистых известняков, а в основании - прослой до 0,5 м доломитизированных брекчиевидных известняков. Мощность этой пачки составляет 23 м.

Видимая мощность карстовой толщи на р. Косьва составляет 102-107 м.

Из нижней (известняковой) части описанного разреза В.Г. Варгановым и др. [69] были собраны гастроподы, трилобиты *Proctus sp.* и криноидеи, по которым они считают отложения лудловскими. Из верхней части разреза определены ругозы, табуляты *Angopora sp.*, *Coenites (?) sp.*, гастроподы, пеллециподы, наутилоидеи, брахиоподы *Atrypa sp.*, трилобиты *Jlldenus sp.*, криноидеи *Pentagonocyclicus ex gr. multifidus Yelt.*, из средней части разреза ими же определены гастроподы, брахиоподы, остракоды *Leperditidae*, криноидеи. Комплекс фауны, согласно указанным исследователям, определяет положение доломитового разреза как верхи лудловского яруса.

В районе р. Омутажная карстовая толща вскрыта скважинами, шурфами и представлена карбонатно-сланцевым разрезом: переслаиванием тёмно-серых, серых, серо-зелёных, зелёных

глинистых и алевро-глинистых сланцев с тёмно-серыми глинистыми известняками, иногда с прослоями серых мелкозернистых песчаников. Видимая мощность карбонатно-сланцевого разреза на р. Омutoшная составляет 211 м.

В бассейне р. Луговая в разрезе появляются сланцы алевроитовые углисто-слюдисто-кварцевые, зеленовато-серые хлорит-кварцевые, углисто-слюдисто-кварц-карбонатные, кварцево-глинистые буровато-серые и известняки детритовые, мелкозернистые.

Общая мощность карстовой толщи составляет 350-575 м.

Средняя плотность известняков карстовой толщи составляет  $2,70 \text{ г/см}^3$ , доломитов -  $2,80 \text{ г/см}^3$ . Относительно низкими значениями плотности характеризуются сланцы ( $2,60 \text{ г/см}^3$ ) и песчаники ( $2,55 \text{ г/см}^3$ ), встречающиеся в прослоях. В тех случаях, когда породы карстовой толщи выходят в мульдах синклиналиных складок, они создают положительные гравиметрические аномалии интенсивностью до  $1,25 \text{ мГал}$ .

По электрическим сопротивлениям разрез карстовой толщи дифференцируется довольно надежно. Сопротивления известняков по данным количественной интерпретации составляют 400-600 Ом·м, доломитов - более 2000 Ом·м. Темно-серые глинисто-алевроитовые сланцы характеризуются удельными сопротивлениями 250-500 Ом·м, а зеленовато-серые глинистые и глинисто-алевроитовые сланцы - 1000-2200 Ом·м. Повышенные мощности рыхлых образований, перекрывающих на большей части площади породы карстовой толщи, затрудняют корреляцию графиков и выделение слоев.

Породы карстовой толщи практически немагнитны - магнитная восприимчивость их от 0 до  $29 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

## **ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА**

Девон представлен нижним, средним и верхним отделами. Нижне- и среднедевонские отложения относятся к Бельско-Елецкой структурно-фациальной зоне и подразделяются на две подзоны: Зигано-Вишерскую и Михайловско-Вайгачскую.

### **Нижний – средний отдел**

#### ***Вязовская, койвенская и бийская свиты нерасчлененные (D<sub>1vs</sub>-D<sub>1-2bs</sub>)***

В Михайловско-Вайгачской подзоне в верховьях р. Косьва нерасчлененные нижнедевонские отложения представлены в объеме вязовской, койвенской и бийской свит.

Основание разреза представлено переслаиванием песчаников и темно-серых сланцев.

Выше залегают известняки и доломиты с прослоями известково-глинистых сланцев, перекрывающиеся известняками темно-серыми, массивными, иногда окремненными, с прослоями известково-глинистых и алевро-глинистых сланцев. В массивных кристаллических доломитах была определена фауна вязовской свиты: *Thamnopora sp. cf. plumosa* Yanet и *Coenites cf. paberulus* Yanet.

В верхней части разреза залегают светло-серые, серые мелко-тонкозернистые слоистые плитчатые известняки, местами (на р. Тылай) переполненные остатками криноидей; определены следующие формы: *Cupressocrinites (?) cf. crassus* Goldf, *Hexacrinites cf. biconcuvus* Yelt, и др.

Мощность нижнего отдела девона составляет 200 м [93].

Плотность известняков, по данным В.А.Казачихина [92], составляет 2,69 г/см<sup>3</sup>. Значения удельных сопротивлений пород нижнего девона достигает 3000 Ом·м.

### **Такатинская, вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты нерасчлененные (D<sub>1tk</sub>-D<sub>2af</sub>)**

В Зигано-Вишерской подзоне в пределах Западно-Уральской зоны складчатости нерасчлененные ниже- и среднедевонские отложения несогласно налегают на верхнесилурийские и вендские породы и подразделяются на такатинскую, вязовскую, койвенскую, бийскую и афонинскую свиты (эмский и эйфельский ярусы).

По литологическому составу нерасчлененные такатинская, вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты подразделяются на две толщи: нижнюю - терригенную и верхнюю - карбонатную.

Контакт отложений язьвинской и такатинской свит вскрыт канавой [78] на правом берегу р. Молмыс в 3 км ниже устья р. Быстрая. Здесь на неровную поверхность известняков язьвинской свиты с перерывом налегают кварцевые песчаники серые и светло-серые, среднезернистые, слоистые, принадлежащие такатинской свите. Мощность сохранившейся от денудации нижней части такатинской свиты здесь составляет около 80 м.

В полном составе такатинские отложения вскрыты на р. Яйва. Здесь они представлены переслаиванием кварцевых песчаников и алевролитов. Песчаники светло-серые, иногда пятнистые с зеленоватым и бордовым оттенками, мелкозернистые. Алевролиты большей частью бордовые, прослоями и линзами зеленовато-серые, тонкослоистые. Среди элювиальной дресвы алевролитов встречены округлые обломки известняка величиной 1-10 см, сверху обычно покрытые белой корочкой выветривания или выщелоченные. Количество обломков достигает 25 % от объема элювия.

Выше в этом разрезе с большими промежутками вскрыты лишь песчаники кварцевые темно-серые, серые и светло-серые, мелко-тонкозернистые, слоистые и толстослоистые. В породе иногда встречаются тонкие линзовидные включения черных аргиллитов. Мощность такатинских отложений на р. Яйва составляет около 190 м.

В бассейнах рек Кадь, Чикман такатинская свита примерно наполовину сложена алевроглинистыми породами. Среди них широко представлены бордовые и зеленовато-серые разности. Мощность свиты здесь составляет 140-160 м.

Ваняшкинская свита в бассейнах рек Молмыс, Сирья, Ульвич (в северо-западной части площади) уничтожена эрозией. Южнее, начиная с бассейна р. Яйва, ваяшкинская свита представлена переслаивающимися алевролитами, кварцевыми песчаниками, доломитами. Доломиты темно-серые, неравномерно пропитаны гидроокислами железа. Мощность свиты 25-28 м.

Фациальный переход ваяшкинской свиты в вязовскую, наметившийся на р. Яйва, продолжается в южном направлении и полностью завершается на р. Кадь, где синхронные отложения представлены терригенно-карбонатными породами с вязовским комплексом морской фауны. Основание вязовской свиты на р. Кадь представлено переслаиванием песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, средняя часть – известняками темно-серыми, почти черными, прослоями битуминозными. Здесь определена фауна: *Moelleritia moelleri* (Schmidt) и *Eoreticularia jurjusanensis* Тjазh [68,109]. В верхней части – переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей. Вскрытая мощность свиты - 28 м.

На водоразделе рек Сухая и Рассольная и в бассейне р. Чикман ваяшкинская свита представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью 60-70 м.

Койвенская и бийская свиты сложены карбонатными породами. В основании койвенской свиты залегает карбонатно-терригенная пачка. Основным критерием для ее выделения является наличие в составе пачки прослоев железистых руд.

Наиболее полный разрез карбонатно-терригенной пачки изучен на р. Кадь. Здесь на глинистых известняках и мергелях вязовской свиты последовательно залегают снизу вверх:

1. Переслаивание алевролитов и аргиллитов. Мощность – 1 м.
2. Песчаники серые и темно-серые, мелкозернистые, крупно- и мелкослоистые, иногда со знаками ряби, с прослоями алевролитов. Мощность – 1,5 м.
3. Аргиллиты черные, с тонкой и тончайшей слоистостью, со стяжениями сидерита, с фауной конулярий, кораллов, гастропод, пелеципод. Мощность – 2,3 м.
4. Песчаники кварцевые серые и темно-серые, с прослоями алевролитов светло-серых. Мощность – 1,8 м.

Мощность карбонатно-терригенной пачки – 6,6 м.

На карбонатно-терригенной пачке залегают известняки темно-серые, почти черные, глинистые и битуминозные, содержащие койвенский фаунистический комплекс: *Favosites goldfussi* Orb., *Syringopora eifeliensis* Schl., *Arcophyllum* sp., *Campophyllum* sp., *Paradechenella* sp. *tschernyschevi* (Rud. Richt), *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Zdimir conspecta* var. *contracta* Tjzh., *Uncinulus subsphaerica* Evd., *Emanuella* ex gr. *subumbona* (Hall), *Nuguschella polita* Tjzh., *Elythyna zossika* Ljasch., *Athyris pelapayensis* (Arch. et Vern.), членики криноидей *Cupressocrinites rossicus* Antr [79,78].

Мощность карбонатной пачки койвенского горизонта в разрезе р. Кадь составляет 10,5 м. Общая мощность койвенского горизонта – 17,1 м.

Бийская свита всюду, за исключением р. Сирья, сложена известняками темно-серыми, тонко-мелкозернистыми, массивно-слоистыми и массивными, обычно содержащими многочисленные членики стеблей криноидей *Cupressocrinites rossicus* Antr [109].

На р. Сирья бийская свита в нижней части представлена доломитами серыми и темно-серыми, мелко- и тонкозернистыми, массивными, в верхней части – известняками с детритом члеников криноидей, брахиопод, гастропод. В.С. Милициной и Л.И. Лобурцевой (УГСЭ) из них определены *Favosites* sp. и *Cupressocrinites* (?) ex gr. *gracilis* Goldf [109].

Мощность бийских отложений закономерно уменьшается в северном направлении. Так, в бассейнах рек Чикман, Кадь и Жабиха она составляет около 100 м, на р. Ульвич вместе с койвенской свитой - около 70 м., на водоразделе рек Жакшер - Быстрая [78] - 38 м.

Афонинская свита в Зигано-Вишерской подзоне сложена известняками темно-серыми, мелко- и тонкозернистыми, тонкослоистыми, плитчатыми с гладкими или мелкобугристыми поверхностями наслонения, с редкими окремненными прослоями, иногда с частыми, но тонкими прослоями черных аргиллитов.

Известняки с фауной *Emanuella subumbona* var. *uralika* Tjzh., *Gypidula* cf. *subbrevirostris* Tjzh., *Spinatrypa aspera* Schloth., ортоцератитов, тентакулитов (опр. Э.В. Подстаницкой, ПГРЭ), [109,78].

Мощность афонинской свиты на р. Ульвич 30-40 м, на р. Кадь – 36-40 м. В бассейне рек Молмыс и Чикман афонинские отложения отсутствуют.

Плотность песчаников такатинской свиты составляет в среднем 2,64 г/см<sup>3</sup>. Повышенными значениями плотности среди отложений объединенных такатинской – афонинской свит обладают карбонатные породы (2,68 г/см<sup>3</sup>), пониженными – алевролиты и аргиллиты (2,58 г/см<sup>3</sup>).

Удельное сопротивление песчаников такатинской свиты изменяется в пределах от 360 до 2500 Ом·м. Ввиду схожести электрических свойств такатинских песчаников и карбонатных пород язьвинской свиты проведение контакта между ними в общем случае затруднительно. На водоразделах те и другие породы отмечаются высокими (300-1000 Ом·м) кажущимися сопро-

тивлениями и схожего вида геоэлектрическими разрезами. В случае развития над карбонатными породами язьвинской свиты низкоомного чехла рыхлых отложений нижняя граница такатинской свиты картируется довольно надежно по увеличению значений  $\rho_k$ . Кривые ВЭЗ над отложениями такатинской свиты представлены кривыми типа КНА, НКН, НКА, НАК.

Кажущееся сопротивление известняков афонинской свиты составляет 100-300 Ом·м. Часто контакт между ними отмечается локальными минимумами  $\rho_k$ , что объясняется развитием карста на границе литологических разностей. С уменьшением мощности рыхлого материала на возвышенных участках рельефа значения  $\rho_k$  над карбонатами койвинской и бийской свит увеличивается до 500-2000 Ом·м. Для карбонатных пород характерны кривые типа Н, НА с крутой ( $45^\circ$ ) восходящей правой ветвью. Удельные сопротивления койвинских и бийских известняков составляют 2100-4200 Ом·м.

Магнитная восприимчивость пород невысока и не превышает: для карбонатов- $13 \times 10^{-5}$  ед.СИ, для терригенных отложений –  $33 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### Средний отдел

Средний отдел в Михайловско-Вайгачской подзоне (Улсовско-Висимский мегасинклинорий) представлен афонинской свитой эйфельского яруса.

#### *Афонинская свита (D<sub>2</sub>af)*

Отложения афонинской свиты развиты вдоль линии Тылайско-Промысловского взбросо-надвига. Наиболее полный разрез карбонатно-сланцевой части афонинской свиты имеется на р. Тылай. Здесь они представлены переслаиванием известняков, доломитов, сланцев и песчаников. В нижней части доломиты с *Crassialveolites sp.*

Известняки серые и темно-серые, иногда с коричневым оттенком, тонкозернистые, микрозернистые и криптозернистые, тонко-ленточно-слоистые. Прослоями отмечается слабая доломитизация.

Доломиты серые и темно-серые, мелкозернистые и афанитовые, иногда известковистые.

Сланцы зеленовато-серые, серые и темно-серые слюдисто-хлорит-кварцевые, алевроитовые, алевролитоглинистые, известково-глинистые, иногда ленточно-слоистые.

Песчаники массивные, характеризуются разномасштабной псаммитовой структурой и базальным цементом.

Общая мощность афонинской свиты составляет 260 м.

***Чусовская, чеславская, пашийская и кыновская свиты объединенные (D<sub>2</sub>cs-kn)***

В Зигано-Вишерской подзоне среднедевонские отложения (живетский ярус) на геологической карте показаны нерасчлененными в объеме чусовской, чеславской, пашийской и кыновской свит.

К чеславской и чусовской свитам в бассейне р. Кадь в пределах площади условно отнесена пачка чередующихся песчаников и алевролитов с прослоями аргиллитов суммарной мощностью 28 м.

Севернее и южнее р. Кадь чусовская и чеславская свиты отсутствуют. Они либо уничтожены предпашийским размывом, либо этому времени соответствовал перерыв в осадконакоплении.

Отложения пашийской свиты в бассейнах рек Сирья и Чикман представлены песчаниками светло-серыми до белых, разномзернистыми, средне-мелкозернистыми, иногда с существенной примесью мелкого гравия.

Мощность пашийской свиты в бассейне р. Сирья 12-15 м, в бассейне р. Чикман – 100 м.

В бассейне рек Ульвич, Яйва пашийская свита в нижней части сложена песчаниками кварцевыми, светло-серыми и темно-серыми, мелко- и тонкозернистыми, реже среднезернистыми, обычно толсто-слоистыми с неровными поверхностями наслоения. Здесь также встречаются более мелкообломочные породы - темно-серые, почти черные алевролитопесчаники с прослоями алевролитов. Мощность нижней пачки составляет более 85 м.

В средней части свита представлена переслаиванием аргиллитов, песчаников и алевролитов общей мощностью 45-60 м. Алевролиты темно-серые, большей частью песчанистые, обычно тонко переслаивающиеся с серыми алевролитопесчаниками. Песчаники мелко-, чаще тонкослоистые, серые и светло-серые, кварцевые. Аргиллиты темно-серые, почти черные, тонкослоистые.

В верхней части пашийская свита представлена, в основном, аргиллитами темно-серыми до черных, плитчатыми, неясно-тонкослоистыми. Местами среди них встречаются прослои песчаников, алевропесчаников и алевролитов, обычно темно-серых, плитчатых. Мощность пачки (вскрытая) составляет 50 м.

Обломочные породы пашийской свиты имеют мономинеральный кварцевый состав.

Мощность пашийской свиты на р. Яйва с учетом недостающих ее самых верхних и нижних частей составляет 200-290 м.

Отложения кыновской свиты на р. Ульвич представлены известняками темно-серыми до черных и зеленовато-темно-серыми, глинистыми, плитчатыми, тонкомикрочернистыми, органогенно-обломочными. И.А. Брейвель (УГСЭ) из этих пород определены брахиоподы: *Atrypa*

*uralica* Nal., *A. sp.*, *Uchtopiriter murchisonianus* (Vern.) *U. sp.*, *Uchtonia sp.*, *Emanuella subumbona* (Hall), [109].

На р. Кадь пашийские отложения без ясно видимого литологического перехода залегают на терригенных отложениях чувоской и чеславской свит; они условно подразделены на три литологические толщи – нижнюю, среднюю и верхнюю. В основании свиты - толща темно-серых алевролитов с редкими маломощными прослоями серых кварцевых песчаников и темно-серых аргиллитов; мощность толщи – 66 м. Выше залегают толща серых, темно-серых кварцевых песчаников с прослоями темно-серых алевролитов; мощность толщи 6 м. Верхи пашийской свиты сложены кварцевыми песчаниками с редкими тонкими прослоями алевролитов; мощность верхней части свиты ~ 112 м.

Кровля пашийской свиты четко проводится по смене пашийских песчаников кыновскими известняками с фауной: *Disphyllum pashiense* (Soshk.), *Lingula sp.*, *Athyris sp.*, *Uchtopirifer murchisonianus* (Vern).

Общая мощность пашийской свиты составляет 245 м

Мощность пашийских слоев возрастает с юго-запада на северо-восток, отражая степень прогибания береговой зоны трансгрессирующего моря. Область минимальных мощностей пашийской свиты (р. Плясовая) свидетельствует о близости островных зон.

Отложения кыновской свиты представлены голубовато-зеленовато-серыми известняками, глинистыми известняками, мергелями, алевролитами и аргиллитами. Из фауны руководящими являются: *Atrypa uralica* Nal., *Atrypa velikaya* Nal., *Uchtopirifer murchisonianus* (Vern.), *Disphyllum paschiense* (Soshk.) и др.

Верхняя граница кыновской свиты проводится в известняках по появлению в разрезе го-ниатитов семилукского и мендымского возраста *Manticoceras ammon* (Keys.), *M. intumescens* (Beug.).

Кыновская свита является маркирующим горизонтом. Она прослеживается на площади и выдержана по мощности - 16-40 м. Отложения фациально мало изменчивы. Образование их происходило в мелководных морских фациях, а также в прибрежно-морских зонах. В бассейне рек Сюзь и Чикман кыновская свита представлена снизу вверх:

1. Переслаивание аргиллитов темно-серых, сильно выветрелых и известняков темно-серых, разнозернистых, неравномерно доломитизированных и окремненных, комковатых. Мощность прослоев составляет 10-20 см. Мощность - 2,0 м.

2. Аргиллит темно-серый, листовато-слоистый с редкими прослоями известняка. Мощность - 3,0 м.

3. Переслаивание аргиллитов и известняков. Мощность - 3,0 м.

4. Аргиллит темно-серый, листовато-слоистый, выветрелый. Мощность - 1,5 м.

5. Переслаивание аргиллитов темно-серых, известковистых, листовато-слоистых и известняков темно-серых, тонкозернистых и афонитовых, кремнистых, слабо доломитизированных, с многочисленными брахиоподами очень плохой сохранности. Из фауны в данном разрезе определены: *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern.), *Atrypa velikaja* Nal. и др., подтверждающие возраст кыновской свиты [78]. Мощность – 3,5 м.

Вскрытая мощность кыновской свиты на р. Сюзь составляет 13 м.

Общая мощность нерасчлененных отложений среднего девона (живетский ярус) в Зигано-Вишерской подзоне составляет 15-220 м.

Плотность песчаников пашийской свиты составляет 2,65 г/см<sup>3</sup>. Близкими значениями плотности характеризуются известняки кыновской свиты - 2,66 г/см<sup>3</sup>. Алевролиты и аргиллиты характеризуются пониженной плотностью - 2,57 г/см<sup>3</sup>.

Значения кажущегося сопротивления над породами объединенных чеславской-кыновской свит меняются в широких пределах – от 150 до 12000 Ом·м. Песчаники пашийской свиты являются опорным высокоомным электрическим горизонтом, в местах коренных выходов они отмечаются максимальными значениями  $\rho_k$  – от 3000 до 12000 Ом·м. Для них характерны кривые типа НКН, КНК, QНК. Граница с вышележащими карбонатными отложениями кыновской свиты при наличии над ними чехла рыхлых отложений проводится достаточно уверенно по падению значений  $\rho_k$ . Удельное электрическое сопротивление известняков изменяется в пределах 200-1500 Ом·м.

Магнитная восприимчивость пород объединенных чеславской-кыновской свит не превышает для карбонатных пород  $13 \times 10^{-5}$  ед.СИ, для терригенных -  $23 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### Верхний отдел

Согласно легенде Пермской серии верхнедевонские и турнейские отложения относятся к Сакмаро-Лемвинской структурно-фациальной зоне к депрессионному типу разреза (Яйвинский прогиб, рр. Кадь, Яйва).

#### ***Саргаевская, доманиковская, золотихинская, губахинская и литвинская свиты нерасчлененные (D<sub>3sr-lt</sub>)***

На исследованной площади верхнедевонские отложения (франский и фаменский ярусы) показаны нерасчлененными в объеме саргаевской, доманиковской, золотихинской, губахинской и литвинской свит.

Относительная редкость заключенной в них фауны, к тому же имеющей большое вертикальное распространение, и слабая изученность отложений вследствие незначительной обнаженности не позволяет расчленить их на отдельные свиты.

Нерасчлененные отложения верхнего девона встречены в бассейнах рек Молмыс, Сирья, Ульвич, Кадь, Чикман. На р. Сирья в нижней части они представлены доломитами серыми до темно-серых, мелкозернистыми, сильно трещиноватыми, массивными. Выше следуют известняки серые, тонкозернистые, мелкогустковые, массивные с редкими однокамерными фораминиферами и остракодами. В 2 км севернее (скв. 140) в сферо-густковых известняках найдены фораминиферы: *Archaesphaera grandis* Lip., *Parathurammia suleimanovi* Lip., *P. paulis* Вук., *Paracaligella* sp., *Eogeinitzina devonica* Lip. и водоросли *Shuguria*, *Jzhella*. По заключению палеонтолога М. К. Горбуновой, этот комплекс фауны характерен для франского яруса [109].

На р. Ульвич на протяжении 60 м с перерывами выходят известняки темно-серые, реже серые, мелкозернистые, слоистые, вверху тонкослоистые, с неровными бугристыми поверхностями наложения. В отдельных прослоях встречены пеллециподы: *Buchiola* cf. *halli* Clarke, конионхи: *Homotenus* cf. *krestovnikovi* J. Ljasch., брахиоподы: *Lingula* sp. (опр. Э.В. Подстаницкой; ГСП) и гониатиды: *Manticoceras aff ljaiolense* Ljasch. (опр. С.В. Яцкова, ПИН АН СССР), [109]. Последняя форма является руководящей для мендымского горизонта (золотихинская свита).

На р. Яйва нижняя часть разреза верхнего девона (франский ярус) представлена переослаиванием известняков, черных кремней и зеленовато-светло-серых аргиллитов. Известняки темно-серые, мелко- и тонкозернистые, с детритом гониатитов, гастропод, остракод, тентакулитов, большей частью окремненные. Окремненные породы неравномернозернистые, с пятнами халцедона и кварца.

На р. Кадь эти отложения представлены известняками серыми и темно-серыми неравномерно доломитизированными и окремненными, внизу глинистыми, тонкозернистыми с детритом и органогенно-детритовыми, толсто- и массивнослоистыми, с обломками остракод, гастропод, ортоцератитов, тентакулитов, брахиопод.

На реках Сюзь и Чикман нижняя часть разреза верхнего девона (франский ярус) представлена известняками светло-серыми, коричневатого-светло-серыми, мелко- и тонкозернистыми, сгустково-зернистыми, с остатками водорослей, брахиопод и криноидей, редко органогенно-детритовыми, большей частью неравномерно доломитизированными и частично или полностью перекристаллизованными, с редкими сутуро-стилолитовыми поверхностями и частыми трещинами, по которым развиты налеты черного битума. Здесь встречены редкие, очень плохой сохранности брахиоподы, из которых в нижней части толщи определены: *Atrypa* sp. *Schisophoria* sp., *Hypothyridina* sp., *Gypidula* sp., *Theodossia* sp., *Pugnax* sp., [78].

Верхняя часть верхнедевонских отложений в бассейне рек Молмыс и Сирья представлена известняками серыми и темно-серыми, местами светло-серыми, тонкозернистыми массивными и массивно-слоистыми, сгустковыми, часто содержащими мелкие оолиты. Очень редко известняки сильно доломитизированы, но в основном это химически чистая порода. Непосредственно в породе фауны не обнаружено, в шлифах встречены редкие остракоды, водоросли и однообразные однокамерные фораминиферы, из которых наиболее распространены *Archaesphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Radiosphaera basilica* Reitl.

В бассейнах рек Ульвич, Яйва, Кадь эти отложения сложены чрезвычайно однообразными известняками серыми и светло-серыми, тонко- и микрозернистыми, редко микросгустковыми, слоистыми и тонкослоистыми, с частыми бугристыми и зубчатыми стилолитами, покрытыми зеленовато-светло-серыми глинистыми примазками. Редко наблюдается слабая доломитизация породы. Фауна чрезвычайно бедна. В редких случаях порода содержит детрит остракод и брахиопод, обнаружены редкие однокамерные фораминиферы, главным образом архесферы. На р. Яйва) встречены фаменские гониатиты *Clymenia* (полевое определение), [109].

Отложения литвенского горизонта (самые верхи фаменского яруса) встречены в районе р. Жабиха. Здесь они представлены брекчированными известняками. Обломки брекчий состоят из светло-серого афанитового известняка, цемент – известняк темно-серый, мелкозернистый, комковато-сгустковатый. Отсюда М.К. Горбуновой определена фауна литвенского горизонта: фораминиферы – *Arohaesphaera minima* Sul., *P. spinosa* Lip., многокамерные *Septatournayella lebedevae* Pojark., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. sp.*, водоросли *Nodosinella*, *Shuguria*, *Girvanella* [109].

На реках Чикман и Сюзь фаменские отложения сложены известняками светло-серыми и коричневатого-светло-серыми, реже серыми, мелкозернистыми, толсто-слоистыми и массивными, участками неравномерно доломитизированными, с редкими прослоями доломитов, сгустково-комковатыми, часто содержащими мелкие сферолиты, реже водорослево-фораминиферовыми. Очень часто наблюдаются мелкие оолиты. Здесь найден разнообразный комплекс однокамерных фораминифер: *Archaesphaera minima* Sul., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Parathuramina cushmani* Sul., *F. dagmarae* Sul. и многие другие, частые водоросли и единичные неопределимые гастроподы и брахиоподы [78].

Выше по разрезу залегают известняки серые и темно-серые, мелко- и тонкозернистые, массивные и слоистые, сгустково-комковатые, часто с желваками, линзами и прослоями черных кремней, с редкой фауной брахиопод, одиночных кораллов, остракод, энкринитов, с обильными фораминиферами *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. ex gr. communis* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.), *Q. ex gr. konensis* (Leb.) и др., указывающими на литвенский возраст этих пород [78].

На правом берегу р. Кадь между ручьями Плясовая и Заболотная вскрыты известняки светло-серые, слабо глинистые, с детритом, частыми стилолитовыми поверхностями с примазками аргиллита по ним, в середине с частыми слойками (5-6 мм) мергеля и известковистого аргиллита. Из фауны присутствуют брахиоподы – *Schizophoria (?) sp.*, *Meristella (?) sp.*, трилобиты – *Phacops (Cryphops) inserensis* Max., пелециподы – *Buchiola sp.*, гониатиты и др. [79]. Вскрытая мощность 9,0 м.

Мощность верхнего девона закономерно уменьшается в южном направлении. На р. Молмыс мощность франского яруса составляет около 200 м, на р. Ульвич – 40-45 м, на водоразделе рек Жабиха и Яйва – около 20 м, на р. Кадь – 10-11 м, на реках Сюзь и Чикман – 60 м.

Для фаменских отложений на р. Ульвич имеют мощность 120 м, на р. Яйва – около 90 м, на р. Кадь – 14-15 м, на р. Сюзь – 80 м.

Общая мощность верхнего девона составляет 89-330 м.

Плотность известняков верхнего девона составляет 2,69 г/см<sup>3</sup>.

Удельное электрическое сопротивление доломитов и известняков франского и фаменского ярусов изменяется в широких пределах – от 240 до 12600 Ом·м (в среднем 3000 Ом·м). На величину  $\rho_k$  влияют степень закарстованности и обводненности пород, а также мощность покрова рыхлых отложений. Магнитная восприимчивость пород не превышает  $8 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения представлены нижним, средним и верхним отделами.

### Нижний отдел

Согласно легенде Пермской серии нижний отдел выделен в объеме кадынской толщи, западноуральской свиты, ладейнинской и бражкинской толщ, соответствующих турнейскому, визейскому и серпуховскому ярусам.

#### *Кадынская толща (C<sub>1</sub>kd)*

Нижняя граница кадынской толщи принята в основании зоны *Siphonodella sulcata*, верхняя - по подошве косьвинского горизонта с фауной *Dainella elegantula* Brazhn. forma *evoluta*, *Endothyra similis* Raus. et Reitl.

На исследованной площади кадынская толща (турнейский ярус) широко развита в пределах Яйвинско-Кадынской синклинали. Наиболее полные выходы толщи наблюдаются на правом берегу р. Яйва, в среднем течении р. Кадь и в бассейне р. Чикман.

Основной объем в строении кадынской толщи составляют алевролиты, в значительно меньшей степени аргиллиты, приуроченные к нижней части толщи, и кварцевые песчаники, тяготеющие к верхней части толщи.

На р. Яйва в основании кадынской толщи обнажаются алевролиты, иногда содержащими тонкие и тончайшие (1 мм и менее) прослой кварцевого песчаника.

Выше по разрезу прослой песчаников достигают до 1-10 см, которые также разделены через каждые 5-20 см тончайшими прослойками алевролита, лишь в самой верхней части появляются песчаники мощностью до 4 м. На р. Кадь в разрезе кадынской толщи появляются более мощные прослой песчаников серого, сиренево-темно-серого цвета.

Алевролиты темно-серые, местами с буроватым оттенком, слоистые и тонкослоистые, с редкими стяжениями сидерита и единичными находками обугленных веток растений, редкими прослоями сильно сидеритизированы. Аргиллиты темно-серые и черные, местами содержат многочисленные округлые желваки окисленного сидерита размером 1-8 см.

Мощность кадынской толщи на р. Яйва - 450-600 м, на р. Кадь - 390-460 м.

В бассейне р. Чикман кадынская толща представлена терригенно-карбонатным типом разреза.

Нижняя часть свиты (гумеровский горизонт) представлена здесь известняками серыми и темно-серыми, мелко- и тонкозернистыми, массивными и слоистыми, часто с желваками, линзами и прослоями черных кремней, с редкой фауной брахиопод, одиночных кораллов, остракод, энкринитов, обильными фораминиферами, из которых *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. ex gr. communis* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.), *Q. ex gr. konensis* (Leb.) и др. указывают на литвинский возраст этих пород; верхняя часть мы относим к гумеровскому горизонту. Мощность горизонта на р. Чикман составляет 10-15 м [78,79].

Средняя часть разреза (калаповский и косоречинский горизонты) сложена толщей кремнисто-алевро-аргиллитового состава с редкими маломощными прослоями песчаников. Мощность 10-15 м.

Верхняя часть разреза (кизеловский горизонт) представлена известняками темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, слоистыми и массивными, часто окремненными, с желваками кремней, с доломитизированными прослоями, с остатками фораминифер, остракод, криноидей, редко брахиопод, иногда водорослей. Из фораминифер, характеризующих кизеловский горизонт, отсюда определены: *Tournayella ex gr. gigantea* Lip., *T. vespaeformis* Mal.,

*Spinoendothyra inflata* (Lip.), *Sp. ex gr. recta* (Lip.), *Endothyra elegia* Mal и многие другие [78,79]. Мощность кизеловского горизонта около 70 м.

Общая мощность кадынской толщи в бассейне р. Чикман изменяется от 120 до 235 м.

Из вышеизложенного следует, что для кадынской толщи на изученной площади выделяются два типа разреза: терригенный и терригенно-карбонатный, т. е. наблюдается фациальное замещение глубоководных осадков на мелководные.

Средняя плотность песчаников составляет  $2,59 \text{ г/см}^3$ , известняков -  $2,66 \text{ г/см}^3$ .

Терригенно-карбонатные отложения кадынской толщи характеризуются широким спектром кажущихся сопротивлений: от 200-500 Ом·м над алевролитовыми толщами и карбонатами, перекрытыми значительным чехлом рыхлых отложений, до 1000-2000 Ом·м над выходящими на поверхность известняками и пачками кварцевых песчаников. Кривые ВЭЗ над терригенными породами кадынской толщи типичны для пород такой литологии – это типы НК, НКН, и лишь в пределах эрозионных депрессий они приобретают вид, характерный для карбонатных пород (Н, НА).

Магнитная восприимчивость терригенных пород не превышает  $15 \times 10^{-5}$  ед.СИ, известняков -  $9 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### **Западноуральская свита ( $C_{1zu}$ )**

Западноуральская свита (нижневизейский подъярус) представлена в объеме косьвинского, радаевского, бобриковского и низов тульского горизонтов. Отложения этих горизонтов встречены на р. Яйва, ниже устья р. Леневка, на рр. Кадь, Самара, Чикман; они имеют незначительную мощность, поэтому на геологической карте показаны объединенными.

Отложения косьвинского горизонта небольшими выходами закартированы [72] на реках Кадь и Самара среди обширного поля выходов терригенных турнейских отложений. Представлены они известняками серыми и темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, детритовыми, плитчатыми с *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *T. perfidus* Mal., *T. angusta* Viss., *Brachytyris triradialis* (Phill.), *Schizophoria cf. resupinata* (Mart.). Мощность косьвинского горизонта ~ 15-20 м [109,79].

На р. Чикман отложения косьвинского горизонта представлены известняками серыми и темно-серыми, тонко- и мелкозернистыми, массивно-слоистыми, участками слабо доломитизированными; в шлифах известняки комковато-сгустковые, детритово-мелкозернистые с остатками остракод, криноидей, водорослей, с фораминиферами, из которых *Dainella eligantula* Brazhn. *forma evoluta* и появление первых *Endothyra similis* Raus et Reitl определенно указывает на косьвинский горизонт. Мощность горизонта здесь около 5 м.

В северной части площади косьвинский горизонт отсутствует; западнее изученной площади косьвинских отложений также не известно, что, по-видимому, отвечает здесь стратиграфическому перерыву.

Отложения радаевского горизонта сложены алевролитами и аргиллитами, часто известковистыми, переслаивающимися с известняками детритовыми, сгустково-фораминиферовыми часто глинистыми, с остатками криноидей, остракод, брахиопод, водорослей.

Здесь встречены (опр. М.К. Горбуновой, ПГРЭ) визейские *Endothyra sp.*, несовершенные *Globoendothyra sp.*, первые примитивные *Eoparastafella sp.* и др. Мощность горизонта составляет около 20 м [78].

Бобриковский горизонт сложен кварцевыми песчаниками светло-серого цвета, местами содержащими частые прослои темно-серых алевролитов; в верхней части появляются прослои известняков. В известняках найдены фораминиферы *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Mediocris meodiocris* (Viss.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Erlandia minor* (Raus.), *Brunsia spirillinoides* (Crozd. et Leb.), водоросли *Crivanella*, *Ungdarella*, *Antracoporellepsis*, остатки брахиопод, криноидей, остракод [78].

Мощность бобриковского горизонта составляет  $\approx 60-80$  м.

Общая мощность западноуральской свиты - 120 м.

Терригенные породы западноуральской свиты характеризуются невысокой плотностью, порядка  $2,60 \text{ г/см}^3$ .

В электрическом поле терригенные породы свиты отмечаются кажущимися сопротивлениями от 500 до 1000 Ом·м. Согласно каротажным данным наибольшими значениями  $\rho_k$  характеризуются крупнообломочные породы (1000-2000 Ом·м), наименьшими - алевролиты и аргиллиты (150-300 Ом·м). На разрезах  $\rho_k$  западноуральская свита выделяется сменой хода изоом, появлением еще одного слоя Н. Часто контакт между карбонатными и терригенными породами подчеркивается узким локальным минимумом вследствие развития карста на границе литологических разностей.

#### *Ладейнинская толща (C<sub>1</sub>ld)*

Ладейнинская толща (верхневизейский подъярус) объединяет тульский (верхняя часть), алексинский, михайловский и веневский горизонты. Отложения ладейнинской толщи встречены в бассейне р. Сирья на северо-западе исследуемой площади. На востоке она контактирует по нарушению с верхним девоном, на западе – с бражкинской толщей (серпуховскими известняками). Сложена она известняками темно-серыми, неслоистыми, мелко- и тонкозернистыми, битуминозными, детритовыми с остатками фораминифер, остракод, брахиопод, криноидей, водо-

рослей. Часто известняки доломитизированы, пронизаны мелкой сеткой кальцита, особенно частой в верхней части. Фауна имеет плохую сохранность, в обнажениях найдены брахиоподы *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Paeckelmania polita* McCoy, *Semiplanus cf. tulensis* Kal., *Gigantoproductus sp.*, *Strophomenida* [109,77].

По всему разрезу определены фораминиферы *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Archaediscus karreri* Brady, *A. convexus* Grozd. et Leb., *Plectogyra similis* (Raus. et Reite.), *P. priska* (Raus. et Reitl.), *Pseudoendothyra struvei* (Moell), *Propermodiscus krestovnikovi* (Raus.) и мн. др., а также водоросли *Ungdarella*; *Antrocoporella* и др. [109,77].

Однообразный состав фауны и слабая обнаженность не позволяет выделить здесь отдельные горизонты. Не выявлена и мощность верхневизейских отложений, поскольку неизвестно их залегание. Ближайший хорошо изученный разрез верхневизейских отложений известен на р. Язьва [78], где он расчленен на горизонты, а мощность подъяруса составляет около 160 м.

Плотность карбонатных пород ладейнинской толщи составляет 2,80 г/см<sup>3</sup>.

Удельное электрическое сопротивление известняков и доломитов ладейнинской толщи, измеренное по образцам, составляет 750-4000 Ом·м. Однако, вследствие закарстованности карбонатных пород и широкого развития над ними низкоомных рыхлых отложений кажущиеся сопротивления над отложениями ладейнинской толщи принимают значения 200-600 Ом·м. Кривые ВЭЗ на площадях развития карста и рыхлых отложений имеют более сложный вид и относятся к типам НА, НКН и других с сильно затянутыми минимумами.

### **Бражкинская толща (C<sub>1</sub>br)**

К бражкинской толще (серпуховский ярус) отнесена литологически однородная, существенно доломитовая толща, вскрытая на р. Сирья горными выработками.

Сложена бражкинская толща здесь доломитами светло-серыми, тонкозернистыми, массивными, реже сильно доломитизированными известняками. Фауна не сохранилась.

Основанием для выделения толщи служит залегание ее между метаморфизованными отложениями верхнего венда на востоке и фаунистически охарактеризованными отложениями среднего карбона - на западе.

Эта толща по литологическому составу уверенно сопоставляется с отложениями верхней части нижнегубахинского горизонта схемы 1964 г., изученными на р. Язьва [77]. Здесь в редких прослоях известняков, приуроченных к нижней части доломитовой толщи, найдены *Gigantoproductus krasnopolskii* (Ein.), *G. irregularis* (Jan.) определены *Glomospira gordialis* (Gon. et Paeck) и др., позволяющие отнести данные отложения к косогорскому горизонту. Мощность его на р. Язьва составляет 110-130 м.

Средняя плотность пород визейского яруса равна  $2,60 \text{ г/см}^3$ , плотность серпуховских доломитов изменяется в пределах от  $2,79$  до  $2,86 \text{ г/см}^3$ , средняя –  $2,80 \text{ г/см}^3$ .

### Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения выходят в северо-западной части территории и представлены в объеме башкирского и московского ярусов, соответствующих, согласно Легенде Пермской серии, кременской толще.

#### Кременская толща (C<sub>2</sub>kr)

Нижняя граница кременской толщи (башкирского яруса), являющаяся одновременно и границей между отделами, проводится по быстрому исчезновению гигантопродуктусов, стриа-тифер и появлению первых хориститов, штоффелл, фузулинид. Верхняя граница устанавливается по массовому появлению тонкоробристых хориститов, обновлению и расцвету видового состава штаффеллид и фузулинид.

Нижняя часть кременской толщи (башкирский ярус) сложена известняками темно-серыми, мелко- и тонко-зернистыми, органогенными, обычно криноидно-фораминиферовыми с остатками водорослей, брахиопод. Отсюда определены фораминиферы: *Glomospira ex gr. elegans* Lip., *Neotuberitina maljavkina* (Mikh.), *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *Eostaffella pseudostruvei var. angusta* Kir., *E. postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* (Raus.), *Schubertella obscura var. mosquensis* (Lee et Chen), *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *Eofusulina cf. triangula* (Raus. et Bel.), и водоросли *Beresella*, *Donezella* [109].

Верхняя часть кременской толщи (московский ярус), изученная в бассейне р. Сирья, представлена известняками серыми, темно-серыми, мелкозернистыми, прослоями глинистыми, органогенно-детритовыми криноидно-мшанковыми и криноидно-фораминиферовыми, пятнами мелкогустковыми, слоистыми, с детритом брахиопод, криноидей, фораминифер, водорослей. Отсюда определены фораминиферы *Novella primitiva* Raus., *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Sch. obscura var. mosquensis* Raus, *Sch. ex gr. pausiseptate* Raus [109].

К верхней части кременской толщи отнесены также алевролиты известковистые желтовато-серые, иногда с зеленоватым оттенком, а также доломиты серые, тонко- и мелкозернистые, с прослоями известняков доломитизированных с единичными остатками иглокожих и фораминифер, из которых определена *Fusulina(?) sp.* – род, появившийся в московском ярусе.

Ближайший полный разрез московского яруса составлен на р. Язьва [77]. Здесь снизу вверх залегают:

*Нижнемосковский подъярус.* Нижняя часть сложена известняками черными, органогенными с прослоями доломитов; она перекрыта переслаивающимися известняками, мергелями и известковистыми аргиллитами. Характерна фауна брахиопод *Choristites inferus* Ivan., *Ch. angustisinuatus* Frcks. и др.; фораминифер *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk), *Schubertella ex gr. pausiseptata* Raus., *Profusulinella ex gr. prisca* (Depr.) и мн.др. [77]. Мощность около 80 м.

Верхняя часть сложена известняками органогенными криноидно-фораминиферовыми, слоистыми, прослоями сильно глинистыми, в средней части с пачкой доломитов светло-серых, мелко- и среднезернистых. В известняках найдена фауна *Choristites ex gr. priscus* (Eichw.), *Profusulinella prisca var. timanica* Kir. и др. [77].

Мощность около 50 м.

*Верхнемосковский подъярус.* Доломиты светло-серые, тонко- и мелкозернистые, толсто-слоистые и массивные с прослоями известняков, часто доломитизированных. Здесь определена фауна *Choristites cf. laticostataeformis* Milor., *Fusulinella bocki var. pausiseptata* Reitl. et Bel и др. [77,78]. Мощность – 100-120 м.

Общая мощность московского яруса 230-250 м.

Карбонатные породы кременской толщи отличаются повышенной плотностью -  $2,80\text{г/см}^3$ . В пределах депрессий над ними наблюдаются низкие, до 200 Ом·м, значения кажущегося сопротивления и кривые типа Н с правой ветвью, асимптотически приближающейся к  $45^\circ$ . На бортах депрессии значения  $\rho_k$  достигают 1000 Ом·м, что типично для карбонатов.

Магнитная восприимчивость пород низкая и не превышает  $10 \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения, согласно Легенде Пермской серии, относятся к Вишерско-Чусовской подзоне и выделены в объеме касимовского и гжельского ярусов, соответствующих мортукской толще.

#### *Мортукская толща (С<sub>3</sub>мг)*

Отложения мортукской толщи на площади большей частью перекрыты неогеновыми образованиями, выполняющими Сирьинскую эрозионно-карстовую депрессию, поэтому они изучались за пределами территории работ – на левом берегу р. Бол. Сирья близ устья р. Беззадая. Здесь эта толща представлена известняками серыми, мелкозернистыми, слабо доломитизированными, криноидно-фораминиферовыми с остатками брахиопод и мшанок. Отсюда определены характерные для верхнего карбона формы *Pseudofusulinella pulchra* (Raus et Bel.), *P. ex gr. usvae* (Dutk.), *P. cf. eopulchra* Raus., *Ozawainella angusta* Col. [109].

Севернее, на водоразделе рек Молмыс и Язьва [77], установлены оба яруса верхнего карбона.

*Касимовский ярус* сложен известняками темно- и светло-серыми, мелкозернистыми, толстослоистыми и массивными с остатками фораминифер, мшанок, криноидей, редких одиночных кораллов, палеоаплизин. Отсюда определены фузулиниды *Triticites cf. petschoricus* Raus. et Bel., *Tr. sp.*, *Fusulinella sp.*

Мощность яруса около 40-50 м.

*Гжельский ярус* представлен известняками светло-серыми и серыми, обычно мелкозернистыми, органогенными фузулинидовыми, криноидно - и мшанково-фузулинидовыми, гидрактинидами, с редкими желваками кремней, с фузулинидами *Jigulites jugulensis* (Raus.), *J. longus* Ros., *J. longus var. mucronatus* Ros., *J. longus var. formosus* Ros., *Daixina sokensis* (Raus.) и др.

Мощность горизонта около 50-60 м.

Общая мощность верхнего карбона составляет около 100 м.

Карбонатные породы среднего и верхнего отделов каменноугольной системы распространены, в основном, в пределах Сирьинской депрессии, поэтому они характеризуются, как и повсюду в депрессионных зонах, низкими (до 200 Ом·м) значениями кажущихся сопротивлений и характерными для карбонатов кривыми ВЭЗ типа Н с правой ветвью, стремящейся к бесконечности. На бортах депрессии значения  $\rho_k$  достигают 1000 Ом·м, что типично для неразрушенных карбонатов.

По плотностным свойствам среднекаменноугольные карбонатные породы заметно отличаются от верхнекаменноугольных. Плотность первых составляет 2,80 г/см<sup>3</sup>, вторых - 2,68 г/см<sup>3</sup>.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Согласно Легенде Пермской серии, отложения перми относятся к Западно-Уральской структурно-фациальной зоне Кизеловско-Дружининской структуры и представлены в объеме ассельского яруса нижней перми, коррелирующегося с мальцевской толщей.

### Нижний отдел

#### *Мальцевская толща* (P<sub>1ml</sub>)

Нижняя граница мальцевской толщи (ассельский ярус) проводится в кровле зоны *Daixina robusta-Daixina bosbytaucnsis*.

Наиболее полные разрезы мальцевской толщи были изучены за пределами исследуемой площади на левом борту р. Бол. Сирья и на р. Язьва. В пределах площади мальцевская толща выходит лишь своей нижней частью.

Сложена она известняками серыми, темно-серыми и коричневато-серыми, слоистыми, тонко- и мелкозернистыми, часто детритовыми криноидно-мшанковыми или криноидно-фузулинидовыми с остатками водорослей (*Tubiphytes*) и палеоаплезин, редко табулят. Фузулиниды имеют плохую сохранность, из них до вида определены *Schwagerina sphaerica* Scherb., *Pseudofusulina ex gr. krotowi* (Schell.), *Schubertella ex gr. sphaerica* Sul., *Sch. paramelonica var. minor* Sul., характерные для ассельского яруса [77,109].

Мощность мальцевской толщи на площади составляет около 100 м, а на реке Язьва [71] – 180-200 м.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Среди кайнозойских образований выделены отложения миоцена, плиоцена, плейстоцена и голоцена.

### НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

#### Нижний-верхний отделы

Миоцен-плиоценовые отложения на изученной площади выделены в неполном объеме и представлены нерасчлененными образованиями наурзумской свиты и каракольской серии.

#### *Наурзумская свита и каракольская серия нерасчлененные* (N<sub>1nr</sub>-N<sub>1-2kr</sub>)

Нерасчлененные отложения наурзумской свиты и каракольской серии развиты в долинах рек Тыпыл, Косьва, Кырья, на водоразделах и долинах рек Молмыс, Ульвич, Кадь, Чикман и чаще всего приурочены к эрозионно-структурным и эрозионно-карстовым депрессиям. Повсеместно они перекрыты сверху четвертичными образованиями и представлены аллювиальными и пролювиально-делювиальными генетическими типами.

Аллювиальные отложения представлены галечниками, песками и глинами буровато-красными, серыми, светло-серыми, прослоями с железисто-марганцевыми бобовинами, со щебнем и конкрециями бурых железняков. Наиболее типичный разрез аллювиальных отложений вскрыт в долине р. Тыпыл в 1,7 км выше ее устья. Здесь разрез представлен сверху вниз:

1. Почвенно-растительный слой – 0,1 м;
2. Суглинок комковатый светло-бурый – 0,9 м;
3. Глина бурая с кварцевой галькой средней окатанности размером 1-5 см – 0,3 м;

4. Галечник кварцевый пестроокрашенный с песчано-глинистым цементом, меняющим окраску от светло-бурой до желто- и красно-бурой. Размер гальки от 1 до 5-6 см. Содержание галечного материала 25-30 % по отношению ко всему объему породы. Кроме кварцевой гальки изредка встречаются галька кварцевого песчаника, более крупная и выветрелая. С поверхности гальки светло-желтые, реже красновато-белые, в изломе – белые. На глубине 2 м – линза плотной жирной глины желтого цвета мощностью 20 см – 1,1 м;

5. Глина малинового цвета с редкой крупной галькой кварца – 0,25 м;

6. Песок крупно- и среднезернистый с галькой кварца. Наблюдаются небольшие (5-10 см) линзочки глины малинового и оранжевого цвета, а также галька и мелкие валуны кварцевого песчаника, превращенные выветриванием в светло-бурый песок – 3,95 м;

7. Кварцевый галечник оранжево-бурого цвета, цемент - песчано-глинистый – 3,0 м;

8. Тот же галечник с валунами темно-серого битуминозного известняка, с поверхности разрушенного и превращенного в песок – 0,7 м;

9. Сидеритовый конгломерат - брекчия из хорошо окатанных галек кварца и кварцита и остроугольных обломков серых битуминозных известняков с остатками фауны. Цемент – плотный мелкозернистый массивный, сидерит светло-серого цвета. Конгломерат разбит трещинами, выполненными железистой глиной и бурым железняком – 1,8 м.

Суммарная мощность наурзумских и каракольских аллювиальных отложений в данном пункте составляет 10,8 м.

Вскрытая мощность аллювия на изученной площади составляет 12 м.

Петрографический состав обломочного материала аллювиальных отложений довольно однообразен, преобладает галька кварцевых песчаников и кварцитов, встречается галька кварцевых конгломератов.

В минералогическом составе тяжелой фракции шлихов преобладают: гематит, лимонит, лейкоксен, рутил, циркон, в незначительном количестве присутствуют ильменит, эпидот, турмалин, монацит и сфен. По результатам рентгеноструктурного и термического анализа, глинистая фракция аллювия состоит из кварца, гидрослюды, каолинита, вермикулита, мусковита, монтмориллонита, присутствует хлорит и полевой шпат.

Проллювиально-делювиальные отложения представлены песками глинистыми желтовато-серыми, глинами желто-бурыми, темно-красными, зеленовато-серыми со щебнем, глыбами песчаников, с гравием кварца. В них часто наблюдаются железисто-марганцовистые бобовинки (3-5 мм). По результатам литологического и рентгеноструктурного анализов, глины алевроитистые, гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовые, пропитанные гидроокислами железа. Пелитовая фракция в пролювиально-делювиальных отложениях в среднем составляет 44-45 % породы.

Песчано-гравийная смесь представлена обломками ожелезненных песчаников, кремнистых пород, кварцем, лимонитом; алевритовая фракция - глинистыми минералами, кварцем, пластинками слюды. В тяжелой фракции шлиха (класс 0,25-0,05 мм) преобладает лимонит (62-100 %), из устойчивых минералов - циркон, турмалин, лейкоксен, рутил, из неустойчивых - эпидот, магнетит; в редких зернах встречается роговая обманка и пироксен. Мощность отложений составляет 8-25 м.

Общая мощность нерасчлененных отложений наурзумской свиты и каракольской серии в депрессионных зонах и в переуглубленных участках долин, по данным буровых и геофизических (ВЭЗ) работ, составляет до 40 м.

Изучаемые отложения, особенно грубые фации, благоприятны для концентрации алмазonoсных и золоторудных россыпей.

При отсутствии палеонтологических данных возраст нерасчлененных образований наурзумской свиты и каракольской серии приняты в соответствии с Легендой Пермской серии.

## **КВАРТЕР**

Отложения четвертичного возраста (от эоплейстоцена до голоцена) встречаются повсеместно. Мощность их небольшая, 1-4 м; в депрессионных зонах и в долинах рек мощность достигает 15-20 м.

Возрастное расчленение осадков четвертичной системы проведено в соответствии с Легендой Пермской серии листов Государственной геологической карты РФ масштаба 1:200000.

### **Плейстоцен.**

#### **Эоплейстоцен, нижнее звено.**

##### *Увельский горизонт (aE<sub>1uv</sub>)*

Аллювиальные отложения эоплейстоцена представлены V надпойменной террасой; они закартированы в долинах рек Косьва, Тыпыл, Пожва и Кырья. Отложения сохранились небольшими пятнами на закарстованном карбонатном плотике на высоте 30-35 м относительно уреза воды в пределах Вишерско-Висимской эрозионно-структурной депрессии. Осадки представлены глинами бурыми, желто-бурыми, красно-желто-бурыми с хорошо окатанной галькой и гравием кварца, кварцевого песчаника, реже метаморфических сланцев, изверженных пород и бурого железняка. Галька слабо окатанная, часто выветрелая; с поверхности заметно ожелезнение. В тяжелой фракции преобладают: хромит, гематит, лимонит, моноклинный пироксен, эпидот, магнетит, ильменит. Мощность до 6 м.

Аналогичные отложения, залегающие в интервале глубины 2-20 м выше уреза воды, вскрыты в переуглубленных долинах рек Чикман и Сюзь в пределах Чикман-Нярской эрозионно-структурной депрессии на сопредельной площади [132, 73]. Перекрываются осадки аллювиальными отложениями более молодых плейстоценовых террас или делювиальными и делювиально-солифлюкционными образованиями мощностью до 8 м.

В отличие от отложений бассейна реки Косьва, обломочный материал слабо окатан, представлен преимущественно кварцевыми песчаниками, реже кремнями, габбро-долеритами. Тяжелая фракция шлиха до 100 % состоит из лимонита, единицы и доли процентов составляют устойчивые минералы: лейконит, турмалин, циркон, магнетит. Мощность до 16 м.

### **Неолейстоцен.**

### **Среднее звено.**

#### ***Сылвицкий и вильгортский горизонты объединенные***

Аллювиальные отложения (уфимская терраса а<sup>II</sup>) IV надпойменной террасы на площади получили ограниченное развитие [63, 124, 74, 79, 93] в долинах рек Косьва, Кырья, Молмыс, Кадь на высоте 20-45 м над урезом воды. С поверхности они завуалированы толщей склоновых отложений. Аллювий представлен хорошо окатанным гравийно-галечными материалом, составляющим до 30 % от объема породы, и песчано-глинистым заполнителем буровато-коричневого цвета.

Следует отметить прямую зависимость петрографического состава обломочного материала и минералогического состава шлихов аллювиальных отложений от литологии размываемых толщ. Если в аллювии рек, размывающих на западе палеозойские структуры, кроме гальки осадочных пород присутствует редкая галька габбро-долеритов, то на остальной территории преобладает галька метаморфизованных осадочных пород и магматических пород основного и ультраосновного состава.

В качественном отношении аллювий рек западных структур характеризуется более разнообразным минералогическим составом: ведущую роль играют гематит, магнетит, хромит, моноклинный пироксен, хлорит, лимонит, эпидот; в меньшей степени - ильменит, турмалин, циркон, монацит, хлоритоид, оливин.

Для аллювия центральной и восточной частей территории характерны следующие минералы: ильменит, гематит, лимонит, циркон, магнетит; подчиненную роль имеют эпидот, лейкоксен, гранат, пироксен и др. Колебания концентраций вышеперечисленных минералов образуют свойственную для каждого водотока минералогическую ассоциацию.

Такие различия существуют и для аллювиальных отложений более молодого возраста. Вскрытая мощность 5 м.

### **Среднеуральский надгоризонт**

#### ***Ницинский и леплинский горизонты объединенные.***

*Аллювиальные отложения* (исетская терраса а<sup>1</sup>II) слагают III надпойменную эрозионно-аккумулятивную террасу. Широко распространены в долинах рек Косьва, Кырья, Тылай, небольшие единичные площадки закартированы в долинах рек Молмыс, Яйва, Кадь, Чикман на высоте 9-20 м относительно уреза воды. Аллювий представлен полимиктовыми галечниками и валунами с песчано-глинистым цементом светло- и желто-коричневого цвета. Обломочный материал хорошо окатан, гранулометрический состав следующий: глина 54 %, песок 11 %, галька 19 %, гравий 9 %, валуны 6 %. Петрографический состав отражает литологию размываемых пород. Из отложений III террасы р. Тыпыл, вскрытых скважинами по рекам Старая и Караульная, определены неполные споро-пыльцевые комплексы. В спектрах доминирует пыльца хвойных (до 85,5 %), единицы процентов составляет пыльца березы и травянистых, и 7 % кочедытниковых. В верхней части разреза преобладают споры травянистых, которые характеризуют лесостепной тип растительности. Судя по спектрам, формирование нижней части аллювия происходило в одинцовское межледниковье, а верхней части - в эпоху московского оледенения. Мощность аллювия составляет 1,0-12 м.

*Делювиальные отложения* (dII<sub>sr</sub>) вскрыты в депрессионных зонах. Представлены они суглинками и глинами желтовато- и красновато-коричневыми с линзами песков, с большим количеством щебня и глыб кварцевых и полевошпат-кварцевых песчаников. Обломочный материал в среднем составляет 60 % от объема породы.

По данным литологического и рентгено-структурного анализа, глины гидрослюдисто-каолинитовые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гидрослюдистые с примесью кварца, пластинок и чешуек слюды, гидроокислов железа. В тяжелой фракции шлиха преобладает лимонит; из устойчивых минералов присутствуют циркон, турмалин, рутил, лейкоксен, из неустойчивых – эпидот.

Мощность отложений 5-12 м.

### **Верхнее звено.**

#### ***Стрелецкий и ханмейский горизонты объединенные.***

К ним относятся аллювиальные отложения (камышловская терраса а<sup>k</sup>II) II надпойменной эрозионно-аккумулятивной террасы, широко развитой по всем крупным рекам и их притокам. Отложения террасы шириной 100-400 м картируются на высоте 6-12 м над урезом воды, сверху

перекрываются склоновыми отложениями. В разрезе отложения имеют двухрусное строение. Нижняя часть горизонта представлена русловой фацией: полимиктовыми галечниками с валунами и гравием, примесью песка и супеси буровато- и серовато-коричневого цвета. В долинах рек Пожва и Тыпыл в галечниках встречаются прослои ожелезнения. Обломочный материал хорошо окатан и состоит из пород ближайшего геологического окружения. Верхнюю часть террас составляют глины и суглинки желтовато-буровато-коричневые, линзами содержащие растительные остатки, участками омарганцованные.

Минералогический состав шлихов из отложений II надпойменной террасы рек следующий. В шлихах из аллювия реки Косьвы преобладают магнетит, гематит, моноклиальный пироксен, эпидот, хромит; в подчиненном количестве находятся ильменит, лейкоксен, лимонит, платина и золото. Тяжелая фракция аллювия реки Кырья представлена преимущественно хромитом, магнетитом, цирконом; в незначительном количестве присутствуют ильменит, рутил, гематит, эпидот, амфибол, апатит, знаки золота. В шлихах из отложений II террасы реки Тыпыл преобладают моноклиальный пироксен, эпидот, гематит, в меньшей степени - оливин, магнетит, хромит и др. (найден один кристалл алмаза); реки Пожва – гематит, эпидот, хлорит, лейкоксен, в небольшом количестве – амфибол, ильменит, апатит и др., а также знаки золота и касситерита.

В тяжелой фракции шлиха из отложений II террасы рек Ульвич, Яйва, Кадь, Чикман большую часть составляют устойчивые минералы: ильменит, циркон, лейкоксен, рутил и др., значительное количество приходится на лимонит и группу окислов железа.

Из аллювиальных отложений II надпойменной террасы определены споро-пыльцевые спектры лесного типа. Доминирующей является пыльца представителей темнохвойной тайги: *Abies* sp., *Picea* sect., *Eupicea*, *Pinus silvestris*, единицы процентов составляет пыльца *Betula humilis* Schtuk, *Vrubessens* Ehrh, *V. Verrucjsa* Ehrh; единичные зерна пыльцы теплолюбивых - *Tilia* sp. Среди спор наблюдаются плауны лесных видов и большое количество (иногда массовое) папоротников семейства *Polypodiaceae*. Этот спектр характеризует умеренно теплый и сухой климат и соответствует времени образования осадков в микулинское межледниковье.

Из глин и суглинков верхней части II террасы определены пыльца и споры более холоднолюбивых растений. На этом основании они сопоставляются с ледниковым ханмейским горизонтом позднего плейстоцена. Мощность отложений составляет 2-12 м.

## Североуральский надгоризонт.

### *Невьянский и полярноуральский горизонты объединенные.*

Эти горизонты слагают I надпойменную аккумулятивную террасу (режевская терраса а<sup>1</sup>III). Терраса прослеживается почти непрерывно по одному или обоим берегам всех крупных рек и их притоков на высоте 2-6 м от уреза воды, редко до 10 м.

В аллювии I террасы преобладают грубообломочные фации, представленные полимиктовыми галечниками с валунами, связанными слабоглинистым песком. Пойменная фация сложена суглинками и плотными глинами серовато-зеленовато-синими, желтовато-коричневыми с включениями органических остатков. Обломочный материал хорошо окатан. Вещественный состав зависит от литологии размываемых пород.

Минералогический состав тяжелой фракции шлиха из отложений I террасы характеризуется большим разнообразием. В аллювии рек восточной полосы преобладают гематит, эпидот, моноклиальный пироксен, хромит и магнетит при значительном содержании ильменита, лимонита, хлорита, моноцита, оливина и др., встречены знаки золота, платины, касситерита. В шлихах из отложений I террасы рек Молмыс, Яйва, Кадь, Чикман основной фон составляют устойчивые минералы: ильменит (до 97 %), циркон, лейкоксен, турмалин, магнетит, гематит, лимонит и др. Отложения I террасы рек Чикман и Сюзь алмазоносны, а по рекам Косьва, Большая Косьва и Тылай отработаны дражным способом россыпи платины.

В образцах, отобранных из отложений пойменной фации I террасы, определены споропыльцевые спектры степного типа. Преобладает пыльца трав, преимущественно ксерофитов, в меньшей степени пыльца злаковых, осоковых, сложноцветных. Из древних встречены единичные зерна березы, ивы, еще реже сосны и ели. Данные спектры характерны для холодного этапа формирования осадков, в данном случае – для полярноуральского времени. Мощность отложений от первых метров до 11 м.

*Делювиально-солифлюкционные отложения (dsIIIsv)* распространены на пологих склонах водоразделов в местах развития курумов. Формирование их происходило в перигляциальных условиях при перемещении переувлажненного грунта под действием силы тяжести и плоскостном смыве. Осадки представлены щебнисто-дресвяным, глыбово-щебнистым материалом с глинистым и суглинистым заполнителем желтовато- и буровато-коричневого цвета. Обломочный материал составляет 60 % от объема породы.

Минералогический состав шлиха разнообразен: присутствует лимонит (20 %), магнетит (5-10 %), ильменит (4-15 %), пирит (5 %), лейкоксен (11 %), гранат (5 %), анатаз (2-8 %), циркон (3-18 %), роговая обманка (3 %), эпидот (20-25 %), хромит, хлоритоид, пироксен и др. Мощность отложений 1-15 м, в депрессионных зонах достигает 10 м.

*Делювиальные отложения* (dIIIsv) на площади являются самым распространенным генетическим типом. Развита они на склонах водоразделов, прибортовых частях долин, депрессий. В разрезе делювиального шлейфа выделяются фация привершинной зоны, представленная грубообломочным плохо отсортированным щебнисто-дресвяным и глыбово-щебнисто-глинистым материалом с более или менее четко выраженной периодичной слоистостью, и фация периферической зоны шлейфа – однородными глинистыми и суглинистыми осадками без отчетливой слоистости. Мощность осадков увеличивается к подножию склонов и достигает 10 м. По данным термического и литологического анализов, глины монтмориллонитовые, гидрослюдисто-монтмориллонитовые, гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые.

*Элювиальные отложения* (eIIIsv) довольно широко и равномерно распространены на исследуемой территории. Геоморфологически они приурочены к плоским вершинам водоразделов, пологим склонам и выровненным участкам бортов долин, нередко перекрыты делювиальными отложениями. Вещественный и гранулометрический состав отложений полностью зависит от литологии подстилающих коренных пород. Крупность обломочного материала увеличивается сверху вниз по разрезу с постепенным переходом в коренные породы. Отложения представлены глинами, суглинками и супесями с дресвой, щебнем и глыбами материнских пород. Глинистая фракция сложена гидрослюдой с примесью монтмориллонита, смешанно-слоистым минералом каолинит-гидрослюдистого состава.

В пробах, отобранных из элювиальных отложений в бассейне реки Яйва, подстилающих аллювий I надпойменной террасы, определены спорово-пыльцевые спектры лесного типа. В спектрах преобладает пыльца древесных и кустарниковых растений: *Picea sect. Eurpicea* (до 36,3 %), *Pinus silvestris* L. (до 26 %), *Betula pubescens* Ehrh (до 14,3 %), с преобладанием древесных до 68 %. Встречается пыльца хвойных: *Abies* sp. (до 9,6 %), *Picea sect. Eurpicea* (до 36,3 %). Из травянистых спорадически встречаются: *Cejra minea*, *Cyperaceae*, *Chenopodicea*, *Polugonum bistota* L., *Cruciferae*, *Compositae*, *Artemisia* sp., *Rarunculaceae*.

Из спор преобладают *Polypodiaceae*, иногда в массовом количестве: *sphagnum* sp., *Lycopodium* L. *annotinum*, L. *Complanatum* L., L. *Selagol*, *Botrychium* Luna *gua sw*.

Перечисленные спектры позволяют датировать формирование элювиальных образований временем северо-уральского подгоризонта. Мощность отложений 1-3 м, а в зонах нарушений достигает 6 м.

*Элювиально-делювиальные* (edIII) отложения занимают промежуточное положение между элювием и делювием; представлены глинами и суглинками со щебнем, дресвой и глыбами подстилающих коренных пород. Обломочный материал не окатан, не отсортирован. Мощность отложений составляет 1-3 м.

**Неоплейстоцен, верхнее звено - голоцен**  
***Полярноуральский и горбуновский горизонты***

Нерасчлененные коллювиальные и делювиальные отложения (cdШру-Нgr) широко развиты на крутых склонах ниже вершин с гольцовой денудацией и вдоль бортов долин, в местах выходов коренных пород. Сложены они грубообломочным материалом – глыбами, щебнем и дресвой с суглинками и супесчаным заполнителем. Вещественный состав обломков полностью зависит от коренных пород, разрушающихся выше по склону. В вертикальном разрезе являются переходными от коллювиальных отложений к делювиальным. Границы их хорошо выражены в рельефе и распознаются на аэрофотоснимках. Мощность отложений 1-3 м.

**Голоцен**  
***Горбуновский горизонт***

*Элювиальные отложения* (eНgr) выделены в зоне гольцовой денудации на вершинах хр. Кваркуш, Козмер, г. Щучий Камень, г. Чердынский Камень, г. Молчанский камень, г. Острый Тур, г. Растесский Камень, г. Дикарь Камень, г. Шелудяк и др. Породы представлены грубообломочным материалом, сцементированным песчано-глинистым мелкоземом. Вещественный состав полностью зависит от литологии подстилающих пород. Мощность отложений 1-3 м.

*Десертационные отложения* (drНgr) пространственно связаны с элювием гольцовой зоны и распространены на крутых склонах и подножиях тех же вершин. Они сложены несортированными крупноглыбовыми осыпями преимущественно кварцевых песчаников, кварцитопесчаников и конгломератов, на склоне Косьвинского Камня – дунитов и пироксенитов, образовавшихся в результате физического выветривания и смещенными вниз по склону под действием силы тяжести (курумы). Мощность отложений 1-5 м.

*Аллювиальные отложения* русла низкой и высокой пойм (aНgr) распространены в долинах всех крупных рек и их притоков (на карте показаны совместно). Отложения высокой поймы обычно вложены в аллювий I надпойменной террасы. Морфологически высокая пойма хорошо выражена в рельефе, ее поверхность часто заболочена, залесена. Высота бровки над урезом воды составляет 0,5-2 м, у тылового шва часто расположены старицы.

В разрезе отложений поймы выделяются два горизонта. Нижняя часть сложена полимиктовыми галечниками, сцементированными песком. Верхний горизонт представлен глинами, иловатыми глинами серовато-синими, песками серыми с остатками растений и прослоями полуразложившегося торфа.

Отложения низкой поймы представляют собой намывные острова, косы, песчаные отмели, затопляемые весенним паводком и перекрытые пойменным комплексом.

Русловой аллювий по вещественному составу близок аллювию I и II надпойменной террас. Петрографический состав галечного материала находится в прямой зависимости от литологии плотика и пород, слагающих борта долины. В бассейнах рек Косьва, Тыпыл существенную роль в составе галечников играют интрузивные и эффузивные породы, а также метаморфизованные сланцы.

Минералогический состав шлиха пестрый, причем в качественном отношении менее разнообразны шлихи рек, размывающих западные структуры. Для каждого водотока свойственна своя минералогическую ассоциацию. В шлиховой фракции рек Молмыс, Ульвич, Яйва, Кадь, Чикман преобладают: ильменит, лейкоксен, циркон, турмалин, лимонит, рутил; из неустойчивых – эпидот, пироксен, значительно в меньших количествах присутствует хромит, брукит, гранат, анацит, монацит, хлорит, амфибол и др. В шлихах из русловых и пойменных отложений рек Молмыс, Сирья, Ульвич, Яйва, ручей Чердынский (правый приток р. Чикман) определены на рентгеновском микроанализаторе пиропы – спутники алмаза [109, 133]. Аллювиальные отложения рек Чикман и Сюзь промышленно алмазаносны. В аллювии рек Молмыс, Быстрая, Кадь, Тыпыл, Косьва установлены непромышленные содержания алмазов.

В шлихах из рек Косьва, Тыпыл, Тылай, Кырья доминируют гематит, хромит, магнетит, моноклиальный пироксен, хлорит, монацит, эпидот, лимонит, хлоритоид, ильменит. В меньших количествах содержится циркон, рутил, турмалин, амфибол, оливин и др.; единичные знаки золота и кассетерита. Аллювиальные отложения рек Косьва (на отрезке от устья р. Тылай до устья р. Кырья) и Тылай (до устья р. Сосновка) платиноносны. В настоящее время россыпь отработана. Мощность отложений колеблется от 1 до 11 м.

*Дельтавиально-аллювиальные отложения (daHgr)* распространены на всей территории листа и связаны с современной гидросетью; они являются, по сути, ее естественным продолжением в виде долин временных водотоков. Сложены они песчано-глинистым материалом, содержащим различное количество коренных пород, преимущественно слабой, реже средней окатанности. В основном они представлены глыбово-щебнисто-галечным материалом, который находится в суглинистом и реже глинистом субстрате.

В тяжелой фракции шлиха преобладают гематит, ильменит, лейкоксен, циркон, эпидот, лимонит, турмалин, пироксен и др. В меньших количествах присутствует: рутил, брукит, анатаз, гранат, апатит, хромит, амфибол, серицит, хлорит. Мощность отложений в логах зависит от крутизны их продольного профиля и составляет 1,5-3,5 м. Максимальная мощность характерна для логов, распространенных в полосе развития карбонатных пород и достигает 7,5 м.

*Озерно-биогенные отложения (l,plHgr)* имеют ограниченное развитие; вскрыты на водоразделе рек Рассольная и Мутная (бассейн р. Яйва). Представлены глинами серыми, светло-серыми, рыжевато-коричневыми с прослоями и линзами глин с синеватым оттенком, плотными

с растительными остатками, с небольшим количеством щебня и глыб кварцитопесчаника. По результатам рентгеновского анализа глины гидрослюдистые, монтмориллонитовые с примесью алевролитовых зерен и кварца, чешуек слюды, гидроокислов железа. Среди минералов тяжелой фракции преобладают лимонит (12-85 %), магнетит (2-12 %), лейкоксен (до 10 %), эпидот (3-28 %), циркон (3-15 %), ильменит (6-13 %), гранат, турмалин, ставролит, глаукофан и др. Вскрытая мощность 2,7 м.

*Палюстринные отложения* (pHgr) распространены на всей территории листа, но более всего на западном склоне хр. Кваркуш. Они представлены маломощными современными торфяниками и болотными иловатыми глинами серого, серовато-синеватого и серовато-зеленоватого цвета. Образуются торфяники в низинах речных долин и на пологих водораздельных склонах в условиях избыточного увлажнения и застоя поверхностных вод.

По результатам рентгеноструктурного и литологического анализа, глины монтмориллонитовые, гидрослюдистые, алевролитовые. В тяжелой фракции шлиха из устойчивых минералов преобладают циркон и магнетит; из неустойчивых – эпидот, роговая обманка; из аутигенных – лимонит. Мощность отложений 1-3 м, редко достигает 5 м.

*Техногенные отложения* (tHgr<sup>2</sup>) выделены в долинах рек Косьва и Тылай и представлены дражными отвалами, сформированными при переработки россыпи платины. В настоящее время отложения представляют собой сложные генетические образования, состоящие из элювиального, делювиального и аллювиального материала N-Q возраста. Мощность отложений от 9-12 м до 20 м (не выражаются в масштабе).

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования на площади представлены разнообразными по химическому и минералогическому составу комплексами горных пород. Среди них обнаружены ультраосновные, основные и кислые породы.

Проявление магматизма связано с позднепротерозойско–кембрийским и ордовикско-раннедевонским тектоно-магматическими циклами. Каждый из них характеризуется своими специфическими особенностями. Вопрос о формационной принадлежности различных магматических образований решается по-разному. Эволюция взглядов на эту проблему отражается в многочисленных трудах геологов, занимавшихся ее изучением: Ю.Д.Смирнова [52], Н.А.Румянцевой [47], А.М.Зильбермана [85], Л. И. Лукьяновой [28]. Однако ряд вопросов этой проблемы по-прежнему остается дискуссионным.

Характерным для района является проявление интрузивной деятельности в дайковой форме с резким преобладанием пород основного состава. Особое место занимает западная окраина Кытлымского ультрабазитового массива (качканарский комплекс).

На исследуемой площади в позднепротерозойско–кембрийском цикле получил развитие трахибазальтово–щелочно-ультраосновной, трахиандезито–базальтовый и базальтовый магматизм. В ордовикско-раннедевонском цикле преобладает базальтоидный характер магматизма с резко подчиненным присутствием кислых и ультраосновных пород.

Характер магматизма района определяется его глубинным строением и расположением на сопряжении двух структурных зон: эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной, и имеет определенные черты сходства с платформенным магматизмом.

Эффузивные породы в данной главе не описываются, так как их характеристика дана в разделе “Стратиграфия”.

Расчленение магматических образований на комплексы проводится согласно Легендам Пермской и Среднеуральской серии.

### **Позднерифейские магматические образования.**

#### ***Ишеримский габбро-долеритовый комплекс***

Интрузивные образования данного комплекса являются самыми древними на изучаемой площади. Они представлены метаморфизованными габбродолеритами, которые в виде штоков, силлов и маломощных (20-30 м) даек протяженностью от 0,5 до 2 км распространены на северо-востоке площади среди терригенных отложений муравьинской свиты.

Метагаббродолериты ( $v\beta'R_3/\delta$ ) представляют собой мелкокристаллические зеленовато-серые породы с гнейсовидной текстурой, обусловленной параллельной ориентировкой и неравномерным распределением породообразующих минералов.

Наибольшей степенью изменения характеризуются метагаббродолериты и долериты даек, залегающих в сланцах муравьиной свиты в аллохтоне Тылайско–Промысловского надвига. Здесь первично–магматические минералы почти полностью замещены зеленосланцевым минеральным парагенезисом – альбитом, хлоритом, карбонатом, лейкоксеном. Из второстепенных минералов встречаются кварц, эпидот, соссюрит, пирит, серицит, мусковит, гидробиотит, игольчатый рутил.

Первичные офитовая и габбро–офитовая структуры сохраняются иногда как реликтовые, типичными же структурами являются порфиробластовая и пойкилобластовая.

Эндоконтактовые изменения в дайках метагаббродолеритов сопровождаются разгнейсованием, альбитизацией и хлоритизацией, иногда также и карбонатизацией. Плотность – 2,57 г/см<sup>3</sup>, магнитная восприимчивость  $(32-42) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

### **Вендско-кембрийские магматические образования.**

#### ***Кваркушский габбро-долеритовый комплекс***

Интрузии комплекса образуют дайки и штокообразные тела метагаббродолеритов в пределах распространения верхнерифейских и вендских отложений. Ориентировка интрузий субмеридиональная, падение крутое, близкое к вертикальному.

Тела метагаббродолеритов кваркушского комплекса ( $v\beta'V_1ki$ ) представляют собой штоки удлиненной формы длиной до 1,4 км и дайки той же протяженности, прорывающие породы вильвенской свиты на правом берегу истоков р. Тыпыл. Макроскопически это массивные или с неотчетливо выраженной гнейсовой текстурой породы зеленовато-серого цвета с параллелепipedальной отдельностью. Хорошо выражена бластоофитовая структура, обусловленная четкой призматической формой псевдоморфоз соссюрита по первичному основному плагиоклазу; актинолит образует обычно псевдоморфозы заполнения по пироксену. Валовый минералогический состав: соссюрит (до 60 %), актинолит (до 47 %), хлорит, лейкоксенизированный ильменит, альбит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, кварц, апатит, кальцит, сфен, лейкоксен, мусковит. Приконтактовые зоны даек характеризуются мелкокристаллической структурой, перекристаллизацией тонкозернистого соссюритового агрегата в относительно более крупные зерна эпидотовых минералов, альбитизацией, утратой признаков офитовой структуры. Во вмещающих породах наблюдаются зоны ороговикования мощностью 2-3 м. Характерна повышенная концентрация титана. Средняя плотность долеритов - 2,82 г/см<sup>3</sup>, над штокообразными телами наблюдаются

локальные аномалии поля силы тяжести до 1,5 мгл. Магнитная восприимчивость пород составляет  $(151-502) \times 10^{-5}$  ед.СИ. Тела хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках.

### ***Кусьинский пикрит - эссекситовый комплекс***

Щелочные габброиды ( $\epsilon v-w\epsilon ks$ ) распространены, в основном, в южной половине площади в пределах отложений вильвенской и керносской свит. Среди щелочных габброидов встречаются эссекситы, камптониты, тешениты и пикритовые порфиры.

Эссексит-долериты ( $\epsilon v\epsilon ks$ ), распространенные в пределах вильвенской свиты (бассейн р. Ослянка и водораздел рек Косьва и Кырья), образуют дайки различной протяженности, сложенные темноокрашенными катаклазированными породами. Структура их бластоофитовая, бластогабброофитовая, текстура массивная, слабоориентированная. Средний состав: плагиоклаз с продуктами разложения - 30,2 %, сине-зеленая роговая обманка - 36 %, шахматный альбит - 10,5 %, титаномагнетит, ильменит, сфен, лейкоксен - 9,5 %, биотит, стильпномелан - 8 %, апатит - 2 %. Породы содержат  $TiO_2$  от 2,3 до 6,6 %, кремнезем - 40-45 %, общую закись железа - 14-18 %,  $Na_2O$  от 2,3 до 4,9 %.

В пределах распространения керносской свиты в западной части площади (водораздел рек Кадь, Чикман и на левобережье р. Молмыс) тела эссекситов имеют дайко- и штокообразную форму, длиной до 200-400 м и приурочены к зонам крупных разломов. Окраска эссекситов светло-зеленовато-серая, внешне они иногда сходны с крупнозернистыми габбродолеритами. Структура гипидиоморфнозернистая с переменным идиоморфизмом плагиоклаза и пироксена, текстура массивная. В эндоконтактах преобладает мелкозернистая порода. Среди эссекситов выделяются лейкократовые и меланократовые разности. Обобщенный количественно-минеральный состав эссекситов следующий: плагиоклаз- 40-60 %, пироксен- 15-40 %, хлорит до 31 %, рудные- 5-10 %, апатит до 3,3 %.

Камптониты ( $\epsilon \chi \epsilon ks$ ) представлены группой сближенных мелких тел на водоразделе рек Кадь и Чикман (самая восточная группа тел). Внешне это черные (при выветривании темно-коричневые) кристаллические породы, обычно с чешуйками темной слюды. Структура лампрофировая, порфирированная, текстура массивная с элементами флюидальной. Состав: роговая обманка (керсутит) - 19-75 %, пироксен (титан-авгит) - 0-37 %, плагиоклаз - 0-20 %, биотит - 1-5 %, серпентин - хлоритовый базис до 35 %, рудные минералы до 10 %, апатит до 3 %.

Тешениты ( $\epsilon v\epsilon ks$ ) слагают мелкое (15м) тело на правобережье р. Чикман; несколько западнее они вместе с эссекситами участвуют в строении сложного штокообразного тела площадью около  $0,1 \text{ км}^2$ . Текстура породы массивная, структура лампрофировая крупно- и гигантокристаллическизернистая. На светлом фоне (плагиоклаз, анальцим) четко выступают крупные черные фенокристаллы керсутита, достигающие в длину 4 см и более. Такой облик тешенитов

определяет их перспективность как облицовочного камня. Средний состав тешенитов: керсутит - 35-46 %, плагиоклаз - 15-20 %, анальцит - 8-27 %, титан-авгит - 0-25 %, апатит - 2 %, ильменит - 3 %, калиевый полевой шпат - 1 %, биотит - 1 %.

Пикритовые порфириды ( $\omega\epsilon ks$ ) имеют незначительное распространение и встречены только в совокупности с эссекситами в сложно дифференцированных дайках и штокообразных телах на левобережье р. Молмыс, в бассейне р. Ослянка, на водоразделе рек Кадь и Чикман. На правобережье р. Ослянка это темно-зеленые или почти черные порфиридные и полнокристаллические породы массивного сложения, в которых наблюдаются полевошпатовые и бесполовошпатовые разновидности. В последних преобладают зеленая роговая обманка, глаукофан, ильменит; реже встречаются сфен, лейкоксен, серпентин-хлорит, биотит, апатит. На водоразделе рек Кадь и Чикман в линзовидной дайке наблюдаются черные с синеватым оттенком породы с массивной текстурой и порфировой структурой, постепенно переходящие в эссекситы. Количественно-минеральный состав пикритовых порфиритов: пироксен - 51 %, псевдоморфозы оливина - 14,4 %, серпентин-хлоритовый базис - 27,3 % (вероятно замещает плагиоклаз), бурая роговая обманка - 3,5 %, актинолит - 0,5 %, апатит - 0,5 %, ильменит - 0,8 %, серпентин-хлорит жильный - 3,0 %. Здесь же наблюдаются и пикродолериты ( $\omega\beta\epsilon ks$ ), отличающиеся от пикритовых порфиритов содержанием плагиоклаза, исчезновением отчетливой порфировой структуры и появлением призматически-зернистой. Состав пикродолеритов следующий: пироксен (титанистый авгит) - 25,1 %, плагиоклаз - 25,8 %, хлорит замещения - 24,1 %, псевдоморфозы оливина - 8,4 %, бурая роговая обманка - 7,5 %, слюда - 2,8 %, ильменит - 2,2 %, апатит - 0,3 %, пирит - 0,1 %. Все щелочные габброиды хорошо фиксируются магниторазведочными методами, их магнитная восприимчивость, достигающая  $3479 \times 10^{-5}$  ед. СИ, в среднем составляет  $728 \times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность изменяется от 2,8 до 2,90 г/см<sup>3</sup>.

## Позднеордовикские магматические образования

### *Мойвинский гранодиорит-гранит-лейкогранитовый комплекс*

Мойвинский комплекс ( $\gamma\delta-\gamma O_3mv$ ) выделяется условно по косвенным признакам и показан только на разрезе и на Карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения в виде контура скрытой интрузии, не выходящей на эрозионный срез.

Впервые упоминание об интрузивном теле, расположенном в районе Кваркушской антиклинали (хребет Кваркуш) и не выходящем на эрозионный срез, сделано Н.П. Старковым. По его мнению, натровый метасоматоз, выразившийся в развитии ситовидных порфиробластов альбита в породах вильвенской и першинской свит нижнего венда, связан со скрытым на глубине интрузивным телом.

В 1983 г. на изданной Карте глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1000000 под редакцией Н.Г. Берлянд [1] в восточной части листа О-40-V по геофизическим данным выделено три гранитных массива, не выходящих на эрозионный срез с глубиной залегания менее двух километров.

Авторы отчета, проанализировав вновь полученные данные по магниторазведке, гравиразведке и металлогении района с учетом пересчета гравиметрического поля по геологическому разрезу А<sub>1</sub>-А<sub>2</sub>, пришли к выводу о наличии четырех массивов кислого состава, три из которых выделены на карте Н.Г. Берлянд [1].

Косвенными признаки для выделения этих массивов могут являться:

1. отрицательные гравиметрические аномалии изометричной и вытянутой формы;
2. интенсивные процессы альбитизации, окварцевания, карбонатизации и, в меньшей степени, выраженной биотитизации и грейзенизации;
3. широкое распространение молибденовой, вольфрамовой, медной, полиметаллической и золоторудной минерализации, как правило, совпадающей, как правило, с контурами предполагаемых скрытых на глубине интрузий.

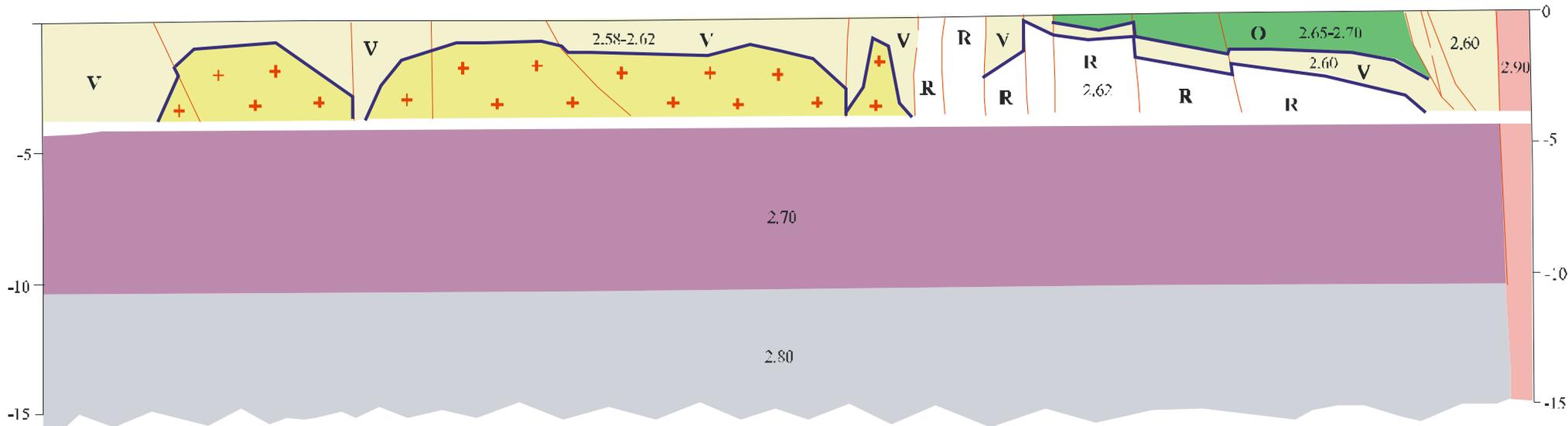
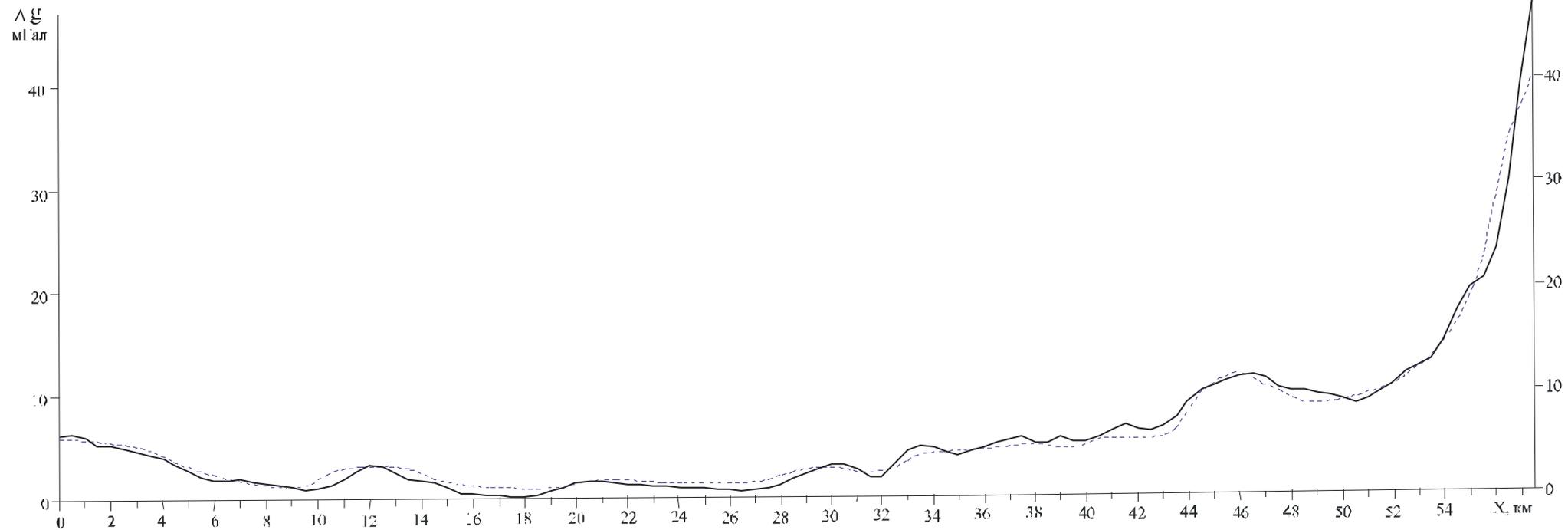
Необходимо подчеркнуть, что на Урале большинство рудопроявлений и месторождений вольфрама и особенно молибдена в основном приурочено к экзо- и эндоконтактам кислых магматических тел.

Отнесение гипотетических массивов к Мойвинскому комплексу сделано совершенно условно в связи с отсутствием данных по вещественному составу магматических пород, однако характерная редкометальная специализация Мойвинского комплекса и широкое распространение рудопроявлений вольфрама и молибдена в пределах изучаемой площади говорят в пользу сделанного предположения.

Возраст предполагаемых интрузий не совсем ясен. С одной стороны, наиболее альбитизированными оказались породы вильвенской и першинской свит нижнего венда, грейзенизированные и фуксититизированы породы терригенной толщи среднего ордовика, а с другой стороны молибденовая и вольфрамовая минерализация отмечается как в образованиях венда и ордовика, так и в породах такатинской (D<sub>1tk</sub>) и западноуральской (C<sub>1zu</sub>) свит.

Определения абсолютного возраста в породах Мойвинского массива на сопредельной площади варьирует в широких пределах от 670±70 до 286 млн. лет. По цирконам Zr-Pb методом определен возраст гранодиоритов, низкощелочных гранитов 650±9 млн. лет, биотитовых гранитов 450±5 млн. лет; K-AR методом определен возраст биотитовых гранитов - 500±15 млн. лет и гранит-порфиров - 347±9 млн. лет.

В связи с этим авторы отчета в большей степени склонны считать возраст предполагаемых массивов нижнекаменноугольным вслед за И.И. Чайковским [61], который Мойвинский,



- 1
- 2
- 3
- R
- 2.62

Велсовский, Шудьинский и Ольвинский массивы отнес к велсовскому гранитному комплексу нижнего карбона. Но, учитывая, что в настоящее время в утвержденной Легенде Пермской серии листов отсутствуют более молодые петротипы магматических пород, принят верхнеордовикский возраст гипотетических гранитоидных интрузий

### ***Кривинский габбро-гранитоидный комплекс***

Породы данного комплекса представлены на площади габбродолеритами (первая фаза), кварцевыми сиенитами (вторая фаза), гранитами и плагиогранитами (третья фаза).

Габбродолериты кривинского комплекса ( $v\beta O_3kr_1$ ) развиты среди пород пальничинской свиты на водоразделе рек Косьва и Тылай. Это очень мелкие маломощные штоки и дайкообразные тела, имеющие незначительное распространение.

Характерной отличительной особенностью габбродолеритов Тагильского мегасинклинория является их более сильная степень изменения автометаморфическими процессами, наличие катаклаза и, часто, сланцеватости.

Макроскопически габбродолериты представляют собой зеленовато-серые, темно-зеленые, трещиноватые, массивные или слаборассланцованные породы, иногда с отчетливо выраженной мелко- и среднекристаллической структурой. Микроскопически это массивные, реже с ориентированной текстурой породы с офитовой, порфиоровидной и пойкилоофитовой структурой, редко с элементами гранонематобластовой структуры.

Главными составными компонентами габбро-долеритов являются: моноклинный пироксен (авгит и диопсид) - 17-32 % и альбитизированный и сосюритизированный плагиоклаз - 45-49,8 %. Второстепенные составляющие - эпидот, уралитовая роговая обманка - 2 %, актинолит - 20-25 %, хлорит - 2-15 %, лейкоксен - 2-35, серицит, редко пумпеллит, титаномагнетит, кварц.

Штоки и дайкообразные тела кварцевых сиенит-порфиров (сельвсбергитов) ( $q\epsilon l O_2 kr_2$ ) расположены на правом берегу среднего течения р. Тылай и приурочены к зоне субмеридиональных разломов. В пределах полосы протяженностью около 10 км находится до 15 даек протяженностью от 0,3 до 3 км. Породы серого цвета с зеленоватым, рыжеватым, буроватым оттенком, мелкокристаллические, массивные и рассланцованные, иногда эпидотизированные с мелкими вкраплениями таблитчатого полевого шпата. Имеют характерную трахитоидную, бостонитовую, реже отчетливую порфиоровую структуру с различными по размеру порфиоровыми выделениями кварца (грорудиты). Вмещают большое количество кварцевых жил мощностью до 1 м различной ориентировки. Контакты с вмещающими породами секущие, крутопадающие с признаками метасоматоза во вмещающих породах (гематитизация, осветление). Все сиенит-порфиры характеризуются тантал-ниобиевой металлогенической специализацией. Абсолютный

возраст пород определен К-Аг методом в  $393 \pm 11$  млн. лет (р. Косьва). Средняя плотность  $2,59 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость изменяется в пределах  $(12-1884) \times 10^{-5}$  ед.СИ.

Плагиограниты ( $\gamma\text{Okr}_3$ ) встречены на левобережье р. Тылай среди вулканитов пальничнинской свиты. Они слагают дайкообразное тело мощностью 28 м, не прослеженное по простиранию. Внешне это серые тонкозернистые массивные породы с плитчатой отдельностью. Главные минералы: плагиоклаз - 75-80 % и кварц - 20-25 %, присутствуют хлорит, замещающий биотит, и лейкоксен, замещающий ильменит. Из аксессуарных минералов наблюдаются апатит и сфен, из новообразованных – эпидот, клиноцоизит, хлорит и стильпномелан. Структура гипидиоморфнозернистая с присутствием различных по размеру (0,8-2,0 мм) призматических индивидов плагиоклаза, в промежутках между которыми располагаются ксеноморфные зерна кварца.

Граниты ( $\gamma\text{O}_3\text{kr}_3$ ). Единственное тело размером  $1,2 \times 0,3$  км расположено на водоразделе рек Кырья и Бол. Косьва среди кварцитовидных песчаников и слюдисто-кварцевых сланцев пальничнинской свиты. Вмещающие породы в зоне контакта ороговикованы и брекчированы, мощность зоны изменения не установлена. Макроскопически граниты светло-желтовато-серые, массивные, порфиоровидные, слегка рассланцованные. Минеральный состав: кварц - 40,95 %, микроклин - 31,4 %, плагиоклаз (№ 5-10) - 21,7 %, биотит - 5 %, слюды (серицит, мусковит) - 0,4 %, лейкоксен - 0,4 %. В результате катаклаза и частичной милонитизации первичная гипидиоморфнозернистая структура гранитов нарушена; на ее месте развивается новая структура, отличающаяся одновременным наличием ненарушенных участков (крупные идиоморфные индивиды калиевого полевого шпата и серицитизированного плагиоклаза) и участков раздробленного и частично перетертого материала – слюды, кварца, реже плагиоклазов.

### ***Качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс***

Ультрабазиты, слагающие Кытлымский платиноносный массив, детально изучены А.А.Ефимовым [82]. В пределах исследуемой территории находится западная оконечность массива, именуемая Сосновским Увалом.

Качканарский комплекс образован двумя фазами внедрения. Первая представлена дунитами, вторая – клинопироксенитами, оливиновыми габбро, габбродолеритами.

Дуниты ( $\delta\text{O}_3\text{k}_1$ ) имеют незначительное распространение. Внешне это породы сероватобуровато-темно-зеленого цвета, мелкозернистые, массивные с крупной глыбово-плитчатой отдельностью. Для свежих разностей характерна неравномернозернистая, панидиоморфнозернистая структура с наложением петельчатой. Оливин содержится в изометричных зернах размером 0,3-5,0мм. Степень серпентинизации дунитов различна, количество серпентина колеблется

в пределах - 15-80 %, оливина - 5-85 %, хромита до 1 %, магнетита и гидроокислов железа до 2 %.

Слабо серпентинизированные дуниты практически немагнитны и выражаются отрицательными значениями магнитного поля, восприимчивость их не превышает  $70 \times 10^{-5}$  ед. СИ. Значения плотности в зависимости от степени выветривания составляют 2,70-2,93 г/см<sup>3</sup>. Серпентинизированные дуниты характеризуются плотностью от 2,61 до 2,95 г/см<sup>3</sup> и магнитной восприимчивостью  $(125-2072) \times 10^{-5}$  ед. СИ, они создают интенсивные положительные магнитные аномалии.

Оливиновые габбро (тылаиты) ( $vO_3K_2$ ) слагают западную окраину Кытлымского массива. Внешне это темно-серые, серые, почти черные мелкозернистые, массивные, слабополосчатые породы с глыбово-плитчатой отдельностью. Структура порфировидная, криптовая обусловлена присутствием крупных (1-2 мм) зерен клинопироксена в основной мелкозернистой (0,1-0,6 мм) массе оливина, пироксена, плагиоклаза, биотита и магнетита. Минеральный состав: клинопироксен - 70 %, оливин - 15 %, плагиоклаз - 5-15 %, магнетит - 10 %, редкие чешуйки биотита. Соотношение минералов в породе весьма неравномерное, указанные соотношения усредненные. Тылаиты характеризуются повышенными значениями плотности - 3,24 г/см<sup>3</sup> - и магнитной восприимчивости – до  $6280 \times 10^{-5}$  ед. СИ.

Клинопироксениты ( $vO_3K_2$ ) распространены более широко. Это темно-серые и зеленовато-серые, крупно- и мелкозернистые массивные породы с крупно-глыбовой отдельностью. Структура панидиоморфнозернистая (полигональнозернистая). Характерны крупные полигональные зерна (1-7 мм) моноклинного пироксена с включением рудного магнетита (титаномангнетита?), немногочисленные промежутки между ними выполнены хлоритом (боулингитом?), часто переполненным мелкозернистым рудным материалом; в нитевидных трещинах сплошной зернистой массой развит гранат светло-желтого цвета. Среди клинопироксенитов встречаются оливиновые разности с содержанием оливина 10-30 %, иногда порфировой структурой с размером зерен клинопироксена 0,8-1,5 мм, для которых характерна слабая серпентинизация. Клинопироксениты отличаются аномальными магнитными свойствами, причем наивысшие значения (до  $8509 \times 10^{-5}$  ед. СИ) присущи серпентинизированным разностям, наименьшие - оливиновым ( $1658 \times 10^{-5}$  ед. СИ). Значения плотности достаточно высокие - 3,08 - 3,20 г/см<sup>3</sup>, при этом серпентинизированные оливиновые метапироксениты отличаются аномальными для этой группы пород плотностью 2,68 г/см<sup>3</sup>.

Кытлымиты распространены в виде ограниченных по площади оторочек массива на его севере и юго-западе. Представляют собой зеленовато-темно-серые крупнокристаллические полосчатые порфировидные породы с глыбово-плитчатой отдельностью. Текстура полосчатая и пятнистая - результат инъекций крупнозернистой габбровой массы в мелкозернистый субстрат

сланцев с микрогаббровой реликтовой мелкозернистой структурой. Крупные зерна роговой обманки и пироксена имеют размеры 0,3-0,8 мм, иногда достигают 2,5 мм. Инъекционная часть представлена плагиоклазом (сосюритом) - 60 %, клинопироксеном - 15-20 %, роговой обманкой - 20-25 %, биотитом, рудным минералом. Состав субстрата: роговая обманка до 55 %, сосюрит (плагиоклаз) - 40 %, клинопироксен - 5 %, рудный минерал (пирит, реже ильменит). Магнитная восприимчивость кытлымитов очень низкая -  $44 \times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность  $2,98 \text{ г/см}^3$ .

### **Раннедевонские магматические образования.**

#### *Усьвинский габбродолеритовый комплекс*

Представлен многочисленными субмеридиональными дайками габбродолеритов, приуроченными к зонам разрывных нарушений и прорывающими образования докембрия, ордовика и нижнего силура.

Габбродолериты ( $v\beta D_{1us}$ ) имеют наибольшее распространение среди интрузивных пород. Они слагают штоки и дайкообразные тела мощностью от нескольких десятков до 300 м (наиболее часто – 100 м) протяженностью от 500 м до нескольких километров (некоторые - до 20 км. Иногда наблюдаются группы сближенных тел. Как правило, в дайкообразных телах наблюдается зональность, выраженная наличием порфиридных долеритов и габбродолеритов по периферии и хорошо раскристаллизованной центральной части. Иногда видны зоны орогования мощностью от нескольких сантиметров до 5-10 м. Контакты с вмещающими породами чаще всего закрыты глыбовыми развалами. Падение тел близко к вертикальному.

Габбродолериты имеют зеленовато-серую окраску, массивную текстуру, отчетливую офитовую и габбро-офитовую структуру с размером зерен от 0,5 до 5,0 мм. Основные компоненты: плагиоклаз – 40-60 %, пироксен – 30-45 %, кварц и микропегматит – до 10 %, роговая обманка – до 10 %, магнетит и титаномагнетит – до 4 %, ильменит – до 3 %; акцессорные минералы: апатит, биотит, уралит, пумпеллит, хлорит, актинолит, пирит, пирротин.

На правом берегу р. Ослянка вблизи тел щелочных габброидов наблюдались уралитовые габбродолериты, измененные процессами автометаморфизма. Темноцветный минерал замещен уралитом, а плагиоклаз полностью сосюритизирован. На правом берегу р. Молмыс встречены дайки долеритов. Габбродолериты имеют магнитную восприимчивость в пределах  $(19-1168) \times 10^{-5}$  ед. СИ, плотность от  $2,74$  до  $3,02 \text{ г/см}^3$ . Тела отчетливо фиксируются магниторазведкой.

### *Верхнесеребрянский сиенит-трахидолеритовый комплекс.*

Комплекс на изученной площади представлен сиенит-порфирами ( $\xi\pi D_{1vs}$ ), которые распространены в юго-восточной части площади преимущественно среди пород вильвенской свиты, лишь одна тело прорывает отложения ордовика. Это мелкие маломощные (до 50 м), небольшой протяженности (до 1 км) дайкообразные тела и штоки.

Внешний вид сиенит-порфиров весьма разнообразен. В целом это серые, зеленовато-серые и сиреневато-серые массивные, иногда (в краевых частях даек) слабо рассланцованные породы, часто пронизанные мелкими трещинами, заполненными кварцем, хлоритом, альбитом, реже кальцитом.

Микроскопически это отчетливо порфировые породы с микролепидогранобластовой и микрогранитной основной массой.

Минеральный состав пород в среднем следующий: калиевый полевой шпат, шахматный альбит – 50 %, кварц – 15-25 %, мусковит – 15-25 %, рудные минералы (магнетит, титаномагнетит, гематит, пирит) – 7 %, рутил и лейкоксен – 2 %. Из акцессорных минералов в породе наблюдается: апатит до 1 %, циркон, сфен, рутил в единичных зернах.

Метаморфизация сиенит-порфиров проявилась в альбитизации, образовании мусковита-серицита, окварцевании, реже – в слабом рассланцевании.

Абсолютный возраст сиенит-порфиров, определенный калий–аргоновым методом, составляет  $378 \pm 20$  млн. лет. Кварцевые сиенит-порфиры немагнитны и по электрической проводимости не выделяются среди вмещающих пород.

## МЕТАМОРФИЗМ

Вторичные образования в горных породах Западно-Уральской внешней зоны складчатости выражены весьма слабо и носят преимущественно локальный характер.

К региональным постдиагенетическим преобразованиям пород относятся, по мнению Ф.А.Курбацкой [27], поздний катагенез и ранний метагенез. Собственно региональный метаморфизм в западной части площади не проявился.

Локальные изменения вызваны процессами контактового (термального) метаморфизма. Контактные изменения возникли в результате термального воздействия интрузий щелочных габброидов и габбро-долеритов на осадочные породы. Изменения в ороговикованных породах соответствуют фации эпидот-альбитовых роговиков. Выделяется также аутометаморфизм магматических пород.

Степень вторичного преобразования пород вильвенской и першинской свит в зоне Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория соответствует низкотемпературной (кварц-альбит-мусковит-хлоритовой) субфации фации зелёных сланцев регионального метаморфизма фациальной серии Барроу с наложенным на неё щелочным натровым метасоматозом, выраженным в образовании “очковых” порфиробластических альбитовых сланцев.

Для свит западного района Кваркушко-Каменногорской подзоны характерны вторичные преобразования на уровне позднего, реже раннего метагенеза и позднего катагенеза. Иногда в узких зонах повышенных напряжений, связанных с интенсивным стрессом вдоль некоторых разрывных нарушений, секущих толщи метагенетически изменённых пород, появляются (особенно если породы карбонатосодержащие) типичные метаморфические структуры и минералы, в частности - крупные пластины мусковита.

Породам муравьиной свиты верхнего рифея присущи структуры и минеральные изменения, главным образом, стадии позднего метагенеза; иногда они в наиболее восточных выходах достигают метаморфизма мусковит-хлоритовой субфации фации зелёных сланцев. В то же время, судя по интенсивной дислоцированности, эти породы испытали одностороннее давление. Для пород паличнинской свиты среднего-верхнего ордовика, развитых в зоне Тагильского мегасинклинория, характерен метаморфизм фации зелёных сланцев (“зеленокаменный” в отношении эффузивов), вероятно, наложенный на метаморфизм погружения пумпеллиит-пренит-кварцевой фации.

Отложения ордовика, силура и девона в пределах Улсовско-Висимского синклинория характеризуется вторичными постдиагенетическими преобразованиями на уровне катагенеза и метагенеза (главным образом раннего).

Характерными особенностями стадии раннего метазенеза является интенсивная гидростлюдизация и хлоритизация глинистых минералов. В существенно кварцевых терригенных породах широкое развитие получают микростилолитовые сочленения зерен под значительным углом к напластованию, начинаются процессы направленной коррозии и кристаллизации с появлением “бородатых” зерен, появляется кливаж течения. Вместе с тем сохраняются реликтовые обломочные биотит и мусковит.

Признаки автометаморфизма наблюдаются во всех изученных магматических образованиях. Наиболее полно автометаморфизм изучен на смежной территории в вулканитах богатского комплекса. К этим изменениям относятся серпенизация, хлоритизация, карбонатизация, гематитизация и монтмориллонитизация. Наименее изменёнными среди членов комплекса являются породы щелочно-основного состава, наиболее – щелочно-ультраосновного.

## ТЕКТОНИКА

Почти вся территория листа 0-40-V принадлежит Центрально-Уральскому поднятию, лишь небольшая западная часть ее относится к Западно-Уральской внешней зоне складчатости. Еще меньшее пространство (у юго-восточной границы площади) занимает полоса Тагильско-Магнитогорского прогиба.

Эти структуры, согласно тектонической схеме И.Д. Соболева [55], являются структурами первого порядка. В их пределах, применительно к территории листа, выделяются (с запада на восток): Щугоро-Вишерская и Кизеловско-Дружининская структуры, Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий, Улсовско-Висимский мегасинклиний, Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий и Тагильский мегасинклиний.

Эти крупные структуры второго порядка протягиваются далеко за пределы листа и представлены в его границах лишь частично, то есть структурами третьего и четвертого порядка, наименование и местоположение которых приводятся на тектонической схеме.

Структуры третьего и четвертого порядков занимают в пределах листа значительные площади, имеют достаточно четкие границы и прослеживаются линейно в соответствии с общим простираем пород.

В региональном плане физических полей площадь находится в наиболее ярко выраженной части переходной зоны, приуроченной к границе блоков Русской платформы и Уральского складчатого пояса, в которой меридиональная полоса Уральского простираения повышенного магнитного и гравитационного полей, фиксирующая ядерную часть Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория (на территории листа - Кваркушко-Басегского антиклинория) сочленяется с субширотными элементами структуры (аномалиями) магнитного и гравитационного полей, определяющими конфигурацию крупных блоков, секущих структуры Уральского простираения.

Граница между поперечными блоками нечеткая и характеризуется обширной гравитационной ступенью, охватывающей почти всю площадь листа; ее можно охарактеризовать как промежуточную зону сочленения отмеченных выше блоков, отражающих внутреннее строение кристаллического докембрийского фундамента.

Современный структурный план территории представляет собой складчато-надвиговую систему, где наблюдаются сближенные и неоднократно передислоцированные фрагменты палеоформационных комплексов и палеоструктур.

## Структурно-тектоническое районирование

Сформированные в различное время и в различных геодинамических обстановках, вещественные комплексы в результате коллизии претерпели ряд структурных преобразований. Неоднократная переориентировка тектонических напряжений привела к наложению разновозрастных и разноориентированных дислокаций, несогласно пересекающих палеозональность и формирующих новый структурно-тектонический план. Современная структура унаследует в общих чертах элементы палеотектоники.

Она обусловлена сочленением двух относительно жестких мегаблоков (ЦУПа и Тагильского) с различным типом земной коры, разделенных Тылайско-Промысловской структурной зоной – структурой шовного типа, где совмещены тектонически переработанные фрагменты структурно-вещественного комплекса как палеоконтинентального, так и палеоостроводужного секторов.

Последовательная смена ориентировки структур свидетельствует о развороте сжимающих усилий против часовой стрелки (деятельность косой коллизии). Наложение разноориентированных дислокаций проявляется в сложной интерференционной складчатости, которая характеризуется крайне изменчивым рисунком в плане.

На описываемой площади этот структурный рисунок варьирует от округлого в относительно жестких блоках до линейного и линейно-блокового в зонах смятия.

*Полюдовско-Колчимский антиклинорий* (структура третьего порядка) в составе Щугоро-Вишерской структуры (структура второго порядка) примыкает с севера по тектоническому нарушению к Кизеловско-Дружининской структуре, представляя собой неширокую полосу нижнесилурийско-среднедевонских осадков Полюдовской подзоны Бельско-Елецкой зоны. Общее направление структуры субмеридиональное. С востока она граничит с Язьвинско – Косьвинским моноклинорием по границе Язьвинско-Кадинского надвига.

Отложения, выполняющие Полюдовско-Колчимский антиклинорий деформированы в линейные складки северо-западного направления с преобладающим восточным падением. Выделение более мелких структур на ограниченном площадном распространении осадков затруднительно.

В физических полях антиклинорий выражается слабо.

Кизеловский синклинорий (структура третьего порядка) представлен на изучаемой площади Яйвинско-Кадынской синклиналью, отнесенной нами к четвертому порядку структур.

*Яйвинско-Кадинская синклиналь* (№ 1 на тектонической схеме) сложенная породами силурийско-каменноугольного возраста, в пространственном положении занимает самую западную часть листа 0-40-V и входит в состав Кизеловского синклинория более крупной структуры

третьего порядка согласно тектонической схеме Урала [55]. В центральной части структуры выходят терригенные породы кадынской толщи и в виде отдельных небольших пятен – известняки западноуральской свиты нижнего карбона.

Западное крыло структуры уходит за пределы листа, восточное – осложнено синклинальными и антиклинальными складками, нередко с опрокинутым залеганием. Залегание пород часто нарушено рядом мелких взбросов небольшой амплитуды и дополнительной мелкой складчатостью.

Породы силура и девона залегают на древних вендских толщах с большим перерывом и угловым несогласием.

В отложениях всех возрастов сильно развита трещиноватость. Часто наблюдаются тектонические трещины (зеркала скольжения), выполненные кальцитом или гидроокислами железа.

В целом развиты линейные складки самой разнообразной формы от прямых симметричных до изоклинальных опрокинутых с общим погружением зеркала складчатости на запад.

Шарнир Яйвинско-Кадинской синклинали испытывает ряд погружений и воздыманий, как в ее северной части, так и южной.

Падение крыльев складки ассиметрично с углами 20-60° на западе и 30-70° на востоке. Восточное крыло нередко имеет опрокинутое залегание. Ось структуры прослеживается в меридиональном направлении.

С востока синклиналь граничит с Центрально-Уральским поднятием по зоне Язьвинско-Кадинского надвига, с севера и юга структура также обрывается тектоническими нарушениями.

*Язьвинско-Косьвинский моноклинорий* является западным окончанием Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория и протягивается в меридиональном направлении, захватывая бассейны рек Молмыс, Яйва, Кадь и Чикман. Моноклинорий сложен породами нижнего и среднего венда, которые у западной границы с Кизеловской и Щугоро-Вишерской структурами несогласно перекрываются силурийско-каменноугольными образованиями по границе Язьвинско-Кадинского надвига.

Моноклинорий осложнен сильно развитой дополнительной складчатостью и различными по размерам и ориентировке разрывными нарушениями, придающими ему резко выраженное блоковое строение. Наибольшее развитие складчатых дислокаций наблюдается в северо-западной и восточной части моноклинория, где складки самых различных порядков вытянуты, как правило, в северо-западном и северном направлениях.

В целом характер складчатости имеет общее направление с простиранием структуры. Моноклинорий характеризуется широким полем (“роем”) даек габбро-долеритов, нередко трансформирующих по тектоническим нарушениям.

В Язьвинско-Косьвинском моноклинории выделены Полуденско-Рассольнинская моноклиналь и Молмыско-Чикманская синклиналь, которые являются структурами четвертого порядка.

*Полуденско-Рассольнинская моноклиналь* (№ 2) расположена в юго-западной части Язьвинско-Косьвинского моноклинория на водоразделе рек Полуденная, Чикман и Кадь; она представляет собой осложненную мелкой складчатостью моноклиналь, сложенную породами старопечнинской свиты верхнего венда.

Западное крыло структуры осложнено антиклинальными складками и срезано Язьвинско-Кадинским разломом (надвигом), с востока и севера структура также имеет тектонические ограничения. В целом структура представляет собой грабен, в центральной осложненный блок-антиклиналь, в ядре которой выходят дифференцированные штоки и дайки, состоящие из пикритов, пикродолеритов, эссексит-долеритов, реже тешенитов, а также дайки камптонитов.

*Молмыско-Чикманская зона линейной складчатости* (№3) протягивается в меридиональном направлении через всю площадь, ширина ее варьирует от 7 до 22 км. Зона охватывает отложения бутонской и керносской свит.

Отложения смяты в сжатые складки, приближающиеся к линейным, обычно наклонные, с крутыми, вертикальными и даже подвернутыми, западными крыльями. Восточные крылья более пологие с азимутом падения  $60^\circ$  и углом –  $40^\circ$ . Ядра складок и субвертикальные западные крылья, как правило, разрушены и при поверхностных наблюдениях почти не фиксируются. Описанный тип складчатости, связанный с интенсивными фазами тектогенеза, принадлежит складчатости регионального сжатия или общего смятия. Безусловно, имеется и другой тип складчатости – приразломный, проявленный вблизи даек габбро-долеритов и в зоне надвигов, где встречены признаки складок волочения – системы кливажа с западными падениями трещин.

*Кваркушско-Басегский антиклинорий* также протягивается через всю площадь в меридиональном направлении, имея ширину 15-25 км. Антиклинорий сложен породами верхнерифейско-вендского комплекса.

Граница между Кваркушско-Басегским антиклинорием и Улсовско-Тыпыльским синклинорием проводится по подошве терригенной толщи среднего ордовика, то есть по границе структурных этажей. Чаще всего граница между указанными структурами носит дизъюнктивный характер.

Кливаж осевой поверхности (главный кливаж) в зоне антиклинория имеет меридиональное простирание и крутое, близкое к вертикальному падение с отклонениями от вертикали к востоку, реже к западу, на углы порядка  $5-10^\circ$ , изредка до  $20^\circ$ .

Из структур четвертого порядка в пределах антиклинория (мегаблока) выделены Бурнимский тектонический блок (горст), Кваркушская антиклиналь, Козмерская горст-антиклиналь, Рассохинско-Кырбинский тектонический блок.

*Бурнимский тектонический блок* (горст - № 4) – наиболее приподнятая часть в складчатой системе Кваркушко-Басегского антиклинория, сохранившая относительную жесткость при последующих дислокационных преобразованиях. Это вытянутый в северном направлении полигональный блок, характеризующийся сложно дифференцированной морфоструктурой, осложненной линейно-блоковым рисунком. Предполагается ее раннедевонский (или более поздний) возраст, поскольку в дислокации этого этапа вовлечены комплексы рифейско-вендского структурного этажа, осложненного дайками Усьвинского габбро-долеритового комплекса раннедевонского возраста.

*Кваркушская антиклиналь* (№ 5) - брахиформного характера сложена породами вильвенской свиты, преимущественно кварцевого состава, в приядерной части прорванными сравнительно крупными штоками и силлами метаморфизованных габбро-долеритов кваркушского комплекса венда. Угол падения восточного крыла антиклинали до  $30^\circ$ , в среднем  $15-20^\circ$ ; западного крыла несколько больше, порядка  $30^\circ$ ; шарнир полого, в среднем под углом  $5-7^\circ$ , погружается к югу. Западное крыло Кваркушской антиклинали на значительном протяжении срезано разрывным нарушением взбросового характера.

Углы падения слоистости на крыльях преимущественно крутые, порядка  $50-80^\circ$  до вертикального и опрокинутого к западу залегания. Однако, вследствие того, что на крыльях развита мелкая крутая складчатость с размахом крыльев от единиц до первых сотен метров, в целом зеркало складчатости на крыльях положе ( $20-50^\circ$ ).

*Козмерская горст-антиклиналь* (№ 6) представляет собой, по существу, фрагмент восточного крыла Кваркушко-Басегского антиклинория, сложенный наиболее высокими горизонтами вендского разреза восточного района Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория – вильвенской свитой венда.

Метабазиты горст-антиклинали, имеющие избыточную плотность  $0,18 - 0,25 \text{ г/см}^3$ , по расчетным данным имеют вертикальную мощность около 2 км. Ограничения горстового блока крутые: западного –  $60-90^\circ$  при западном падении, восточного –  $80^\circ$  на восток.

В магнитном поле Козмерская горст-антиклиналь проявлена положительной аномальной зоной шириной до 2 км и интенсивностью, по данным аэромагнитной съемки, до 1 500 нТл и, по данным наземной съемки, - до 2 000-3 000 нТл.

*Рассохинско-Кырбинский тектонический блок* (№ 7) осложняет южную часть Кваркушко-Басегского антиклинория и представляет собой горст, сложенный породами усьвинской, танинской, гаревской и вильвенской свит. Блок характеризуется наличием множества различ-

ных по масштабам меридиональных и субмеридиональных нарушений, которые образуют линейные, иногда узкие блоки того же простирания. Такие разрывные нарушения обычно приурочены к осевым частям структур разного порядка, что и создает асимметрию в их строении.

В строении блока участвуют структуры, складчатость которых имеет тенденцию к опрокидыванию, при этом масштабы этих складок могут быть самые различные.

На восточных крыльях антиклинальных структур более высокого порядка наблюдается опрокидывание складок к западу и, наоборот, на западных крыльях – к востоку. В целом Рассохинско-Кырьянский тектонический блок характеризуется симметричным (в морфологическом понимании) строением, то есть в западной части структуры наблюдается устойчивое западное падение, в восточной – восточное. Тектонические нарушения, осложняющие горст, чаще всего имеют крутые падения.

В доордовикский период, по-видимому, происходили незначительные по масштабам пликативные дислокации или блоковые подвижки по линиям тектонических нарушений субмеридионального простирания, с которыми можно связывать развитие кембрийской системы кливажа [110]. Блоковые подвижки сопровождались проявлениями магматической и эффузивной деятельности.

На более поздних стадиях (в мезозойскую и кайнозойскую эпохи) доминирующими были разрывные структуры субширотного направления. Не исключено, что имело место и оживление древних субмеридиональных разломов.

*Улсовско-Тыпыльский синклиорий* является составляющей частью Улсовско-Висимского мегасинклиория. В его пределах распространены терригенно-карбонатные фаунистически охарактеризованные отложения. Восточной границей синклиория является Тылайско-Промысловский надвиг. Западная граница прослеживается по выходам на поверхность базального горизонта среднего и верхнего ордовика. Южная и северная границы уходят далеко за пределы территории.

В региональном плане синклиорий представляет собой наложенную структуру, свидетельством чего является его примыкание к Кваркушко-Басегскому антиклинорию, а на территории листа 0-40-XI – к Усьвинско-Серебрянскому срединному синклиорию. Кроме того, в пределах листа обнажаются только западное крыло синклиория и его приосевая часть. Восточное крыло срезается Тылайско-Промысловским надвигом. Данные, полученные при бурении глубоких скважин в зоне надвига за пределами листа (в Промысловском районе), показывают, что отложения Улсовско-Висимского мегасинклиория распространяются и под надвигом. В строении синклиория принимают участие отложения среднего и верхнего ордовика, силура и среднего девона. Складки зоны Улсовско-Тыпыльского синклиория близки к симметричным, углы падения пластов обычно не превышают  $30^\circ$ , а часто составляют  $10-15^\circ$ . Углы падения от

31° до 60° распространены мало, а от 61° до 90° и случаи опрокинутого залегания отмечаются только вблизи разрывных нарушений, в том числе вблизи поверхности разрывов зоны Тылайско-Промысловского взбросо-надвига. Кливаж осевой поверхности (главный кливаж) в породах синклинория отсутствует, развито только слоевое рассланцевание.

Зоне Улсовско-Тыпыльского синклинория отвечает гравиметрическая аномалия первого порядка. В западной ее части выделяется пониженная аномальная зона, соответствующая, в основном, распространению относительно легких терригенных пород и известняков нижней части ордовикского разреза. В восточной части выделяется повышенная аномальная зона, объясняющаяся значительным объемом в разрезе палеозоя доломитов. Отрицательными аномалиями в ее пределах выделяют поля терригенных пород венлока и зоны разрывных нарушений. Вертикальная мощность палеозойского структурного этажа, по данным гравиразведки, не превышает 1,5 км. Синклинорий достаточно хорошо прослеживается при дешифрировании аэрофотоснимков.

*Луговской тектонический блок (№ 8)* представляет собой узкий длинный (максимальная ширина 1 км при длине 8 км) горст, сложенный сланцами вильвенской свиты, терригенными породами ордовика и дайками габбро-долеритов; он входит в состав Улсовско-Тыпыльского синклинория. Сланцы падают круто на запад, песчаники и гравелиты также имеют западное, но заметно более пологое, падение. Блок располагается в осевой зоне антиклинальной структуры более мелкого порядка в карбонатных породах среднего и верхнего ордовика. Тектонический характер ограничений Луговского блока подчеркивают гравитационные ступени и магнитные аномалии вблизи этих ступеней.

Породы тектонического блока характеризуются повышенными (до 4 000 Ом·м) сопротивлениями по сравнению с окружающими карбонатными породами, сопротивления которых составляет 200-1500 Ом·м. Магнитные аномалии обусловлены намагниченными сланцами и метаморфизованными габбро-долеритами. Падение западного ограничения блока у дневной поверхности западное под углом 55-60°. На глубине по данным интерпретации гравиметрических данных [111] направление падения этого ограничения через вертикальное переходит в восточное под углом 60-70°. Восточное ограничение блока по гравиразведке и магниторазведке имеет падение на восток под углом 75°.

*Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий.* Западная граница антиклинория проходит по зоне Тылайско-Промысловского взбросо-надвига, восточная и северная часть антиклинория уходит за пределы листа. Южная граница проходит по зоне Сосьвинско-Косьвинского сбросо-сдвига, который делит две крупные структуры первого порядка: Центрально-Уральское поднятие и Тагильско-Магнитогорский прогиб.

В целом зона Верхнепечорско-Кутимского антиклинория находится в аллохтонном залегании на палеозойских породах, а на поверхности наблюдается осложненное складками разных порядков восточное крыло антиклинория.

Залегание в зоне антиклинория терригенных отложений ордовика на резко различных стратиграфических уровнях доордовикского разреза в сближенных разрезах объясняется, по-видимому, как и грубообломочный состав самих ордовикских осадков (валунные конгломераты), крупными блоковыми перемещениями в доордовикское время.

Углы падения слоистости в зоне антиклинория в большинстве средние и крутые и при нормальном, и при опрокинутом залегании. В целом осложняющие антиклинорий складки являются косыми, опрокинутыми к западу. Развиты три системы кливажа – послойный, кливаж осевой поверхности и кливаж скалывания, обычно имеющий пологое ( $10-20^\circ$ ) юго-западное падение. S-образный кливаж осевой поверхности (главный кливаж) имеет восточное падение под углами  $50-60^\circ$ , иногда до  $30^\circ$  в наиболее пластичных породах и под углом  $60-70^\circ$  до  $80^\circ$  в песчаных сланцах.

Наиболее крутое падение S-образного кливажа отмечается в прослоях кварцито-песчаников – от  $80^\circ$  до вертикального и крутого западного падения, трещины кливажа сохраняют S-образную форму, но относительно редкие.

Иногда в сланцах муравьиной свиты вблизи от границы их с терригенными породами пальничинской свиты присутствуют поперечные к общему простиранию пород (т.е. широтные) мелкие (размах  $0,1-0,5$  м) складки с тенденцией к опрокидыванию на север и погружениями шарниров на восток, согласно общему падению зеркала слоистости. Складки говорят о левосдвиговых деформациях в указанной зоне.

В гравитационном поле Верхнепечорско-Кутимский антиклинорий выделяется пониженными значениями поля силы тяжести. Магнитное поле спокойное, слабо понижается к юго-востоку, исключение составляют узкие линейные аномалии интенсивностью от 300-500 до 1000 нТл, связанные с туфосланцами и метабазальтами муравьиной свиты среднего рифея.

*Мурзихинско-Сосновская тектоническая пластина (№ 9)* является продолжением Верхнепечорско-Кутимского антиклинория и ограничена с трех сторон крупными тектоническими нарушениями.

В ее строении участвуют отложения колпаковской свиты позднекембрийско-раннеордовикского возраста. Западной границей пластины является Тылайско-Промысловский взбросо-надвиг, восточной – Сосьвинско-Косьвинский сбросо-надвиг.

Терригенно-вулканогенные толщи, слагающие тектоническую структуру, осложнены субпаралельными складками, часто опрокинутыми на запад, с осями, параллельными общему субмеридиональному простиранию. Размах крыльев складок различный, но не превышает пер-

вых сотен метров. Углы падения изменяются в пределах 30-75°, иногда складки осложняются дополнительной гофрировкой.

*Денежкинско-Кытлымский моноклинорий.* Эта крупная структура в составе Тагильского мегасинклинория находится у самой восточной границы листа. В ее пределах складок, структур более мелкого порядка, не отмечается. Наблюдается лишь мелкая складчатость волочения (размах от единиц мм до 5-10 см) или плейчатость и, очень редко, более крупные складки с размахом крыльев, измеряемым первыми метрами. Форма складок типична для нормального восточного падения моноклинали – ассиметричная с тенденцией к опрокидыванию или опрокинутые к западу, простирание отвечает простиранию моноклинали, шарниры субгоризонтальны. На отдельных участках моноклинали в зоне Тылайского разлома наблюдались складки, поперечные по отношению к простиранию структуры, морфологически и, по видимому, генетически однотипные с поперечными складками, охарактеризованными при описании складчатости зоны Верхнепечорско-Кутимского антиклинория. В целом залегание пород характеризуется средними и пологими углами падения слоистости.

Моноклинорий слагается терригенно-вулканогенным комплексом возрастного диапазона от среднего до позднего ордовика.

Рост гравитационного поля обусловлен увеличением к востоку вертикальной мощности относительно плотных вулканических пород, наличием тел габбро, а также, вероятно, сменой типа земной коры с континентального на островодужный с исчезновением гнейсо-гранитного слоя и подъемом базальтового слоя коры к поверхности.

Характер магнитного поля мозаичный знакопеременный с чередованием узких аномальных зон, с перепадом амплитуд от минус 300-500 нТл до плюс 1000-1500 нТл. Часто характерны минимумы с западной стороны пиков, что также подтверждает общее моноклиналиное залегание с восточным падением магнитных пластов.

Смещения и потери корреляции аномальных зон указывает на наличие большого количества разрывных нарушений; узлы пересечений наиболее значительных из них отражаются локальными понижениями в поле силы тяжести.

### **Дизъюнктивные дислокации**

*Язьвинско-Кадинский надвиг* (“А” на тектонической схеме) представляет собой структурный шов первого порядка и является границей между двумя крупными структурами: Западно-Уральской внешней зоной складчатости и Центрально-Уральским поднятием. На юге исследованной площади (бассейне р. Чикман) он приобретает крутое залегание и становится взбросом с углами падения до 80°. С этим глубинным разломом связаны выходы кусьинского пик-

рит-эссекситового комплекса. Разлом возник, очевидно, в эпоху докембрия в кристаллическом фундаменте и проявил себя в на границе между зонами интенсивного поднятия и опускания. Вертикальная амплитуда перемещения блоков относительно друг друга составляет 1 000 и более метров.

По Язьвинско-Кадинскому надвигу контактируют с запада породы палеозоя, с востока – отложения венда. Восточный блок взброшен относительно западного. Надвиг сопровождается дочерними структурами и, видимо, взбросами согласного простирания, откартированными западнее и восточнее.

С зоной нарушения связаны восходящие сероводородные источники и напорные трещинные воды.

В электрическом поле Язьвинско-Кадинский надвиг, в зависимости от разделяемых толщ, проявляется по-разному.

*Молмыско-Чикманский надвиг (Б)* имеет меридиональное направление и является границей между Язьвинско-Косьвинским моноклинорием и Кваркушско-Басегским антиклинорием. К нему приурочены мелкие тела кусьинского пикрит-эссекситового комплекса, в основном – субмеридиональные, но в северо-западной части исследуемой площади имеющие субширотную ориентировку.

Необходимо отметить, что надвиг секут нижнедевонские дайки габбро-долеритов усьвинского комплекса, следовательно, он имеет досилурийское заложение и, видимо, связан с байкальским тектогенезом. В приразломной складчатости аллохтона встречены признаки складок волочения – системы кливажа с западными падениями их трещин.

В геофизическом отражении аллохтон выражен слабо.

*Тылайско-Промысловский взбросо-надвиг (В)* представляет собой сложнопостроенную зону сопряженных поверхностей восточного падения, протягивающуюся в меридиональном направлении.

По нему восточное крыло Верхнепечорско-Кутимского антиклинория, сложенное муравьинской свитой среднего рифея, надвинуто на карбонатные породы ордовика и силура разных частей Улсовско-Тыпыльского синклинория. В зоне взбросо-надвига развиты линейные коры выветривания по интенсивно рассланцованным, милонитизированным, перемятым, гематитизированным сланцам муравьинской свиты.

В западной части аллохтона полосчатость и реликтовая сланцеватая текстура кор выветривания ориентирована в направлении аз.пад.  $60^\circ$ , угол  $50^\circ$ . В восточной части зоны надвига реликтовое рассланцевание в корах ориентировано по аз.пад.  $83^\circ$ , угол  $45^\circ$ , а реликтовая слоистость сланцев имеет опрокинутое залегание – аз.пад.  $83^\circ$ , угол  $67^\circ$ .

Несмотря на слабое проявление зоны взбросо-надвиг (его северная часть) в гравитационном поле из-за пологого ее положения, отдельные ее фрагменты выделяются узкими коррелирующимися минимумами интенсивностью 0,5-0,7 мГал, очевидно, в связи с тектоническим разуплотнением и развитием кор выветривания. В геоэлектрическом поле зона взбросо-надвига отмечается падением сопротивления от первых сотен до первых десятков Ом·м. По результатам интерпретации гравиметрических данных поверхность основного сместителя (западная поверхность) падает на восток под углом 30-35° и к востоку от нее оперяется серией более крутых нарушений с падением их поверхностей к востоку под углом до 60°. Ширина зоны надвига достигает 1,5-2 км. Южная часть (район Денежкинско-Кытлымского моноклинория) картируется линейными отрицательными аномалиями силы тяжести и гравитационными ступенями с градиентом до 5 мГл, реже – более 5 мГл на 1 км.

Относительно возраста Тылайско-Промысловского взбросо-надвига данные следующие. В нижнем течении р. Тылай аллохтон перекрывает известняки с криноидеями карстовой толщи верхнего силура и нижнего девона [93], по более ранним данным [69] в автохтоне был определен комплекс фауны нижнего-среднего девона. Следовательно, нижней границей возраста является девон.

Верхний возрастной границей Тылайско-Промысловского взбросо-надвига по мнению К.П. Плюснина [110] является средний-верхний карбон.

Амплитуда горизонтального перемещения составляет не менее двух километров; об этом говорит тот факт, что перекрытыми оказались восточное крыло и ядро такой крупной и широкой структуры, как Улсовско-Тыпыльский синклинорий.

С Тылайско-Промысловским взбросо-надвигом пространственно связаны зоны окварцевания и карбонатизации с повышенными содержаниями золота, свинца, вольфрама и молибдена.

*Сосьвинско-Косьвинский взбросо-надвиг* (Г) на поверхности представляет собой линейную круто падающую на восток под углами 60-80° зону шириной до 600 м, и характеризующуюся интенсивным проявлением бластокатаклаза и бластомилонитизации. Поверхность катаклаза и милонитизации имеют крутое. 60-70°, восточное падение. Морфология складок, когда растянутые пологие крылья северо-восточного падения и короткие крутые крылья юго-восточного падения, говорит о праводвиговом характере горизонтальной составляющей движений по-разлому. В магнитном поле эта полоса выражается цепочками линейных аномалий различной интенсивности. В поле силы тяжести зона выражается значительной гравитационной ступенью, разделяющие две мегазоны, соответствующие Центрально-Уральскому поднятию и Тагильско-Магнитогорскому прогибу.

В электрическом поле разрывные нарушения системы сбросо-надвига отмечаются значительными понижениями сопротивления среды высокоомных пород. Так как мощных кор выветривания в зоне разлома не установлено, пониженные сопротивления объясняются, вероятно, обводненностью в связи с интенсивной трещиноватостью пород. Такое объяснение подтверждается значительным количеством родников, вскрытых горными выработками.

Возраст Сосьвинско-Косьвинского сбросо-надвига, очевидно, послераннеордовикский, так как смещает породы пальничнинской свиты.

Учитывая субмеридиональное простирание разлома и его правосдвиго-взбросовой характер, возраст разлома может быть средне-позднекаменноугольным.

*Тылайский разлом (взбросо-сдвиг)* (Д) расположен в Денежкинско-Кытлымском моноклинии Тагильско-Магнитогорского прогиба. Ширина зоны разлома до 800 м, сопровождается полосой даек кварцевых сиенит-порфиров, имеющих крутое, порядка  $70^\circ$ , падение на восток. Зона разлома сопровождается рассланцеванием и милонитизацией вмещающих дайки сланцев пальничнинской свиты, катаклизом, а в контактовых зонах – милонитизацией кварцевых сиенит-порфиров. Лишь центральные зоны наиболее крупных даек лишены признаков интенсивного динамометаморфизма. Расположение даек в линзовидной, расщепляющейся на две ветви зоне разлома по диагонали к простиранию зоны, свидетельствует о выполнении кварцевыми сиенит-порфирами трещин растяжения, образованных при левосдвиговых тектонических движениях. В дальнейшем при смене растяжения сжатием происходили катаклиз, рассланцевание и милонитизация как вмещающих пород, так и кварцевых сиенит-порфиров.

Характерными явлениями зоны Тылайского разлома являются гематитизация, чаще всего в различных сланцах, иногда – в кварцитопесчаниках, и натровый метасоматоз в вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях, выраженный в альбитизации и появлении в них магнетита и пирротина. Поверхности сместителей в зоне разлома имеют восточное падение под углами от  $55^\circ$  до  $75^\circ$ , чаще всего в пределах  $70-75^\circ$ .

В гравитационном поле зона трассируется увеличением градиента поля силы тяжести в связи с заметным увеличением к востоку от нее объема вулканитов основного состава. В магнитном поле зона сопровождается линейными аномалиями интенсивностью 500-1000 нТл, обусловленными обогащением пород магнетитом и пирротинном. В электрическом поле зона разлома сопровождается падением сопротивлений от 500-700 Ом·м до 300-400 Ом·м.

Судя по резкой смене фаций, выраженной в появлении к востоку от зоны разлома относительно глубоководных осадков и увеличению мощностей базальтов, разлом был заложен в среднем – позднем ордовике. Судя по палетке К.П. Плюснина [110] он имел характер сбросо-раздвиг с правосдвиговой составляющей. На момент внедрения даек кварцевых сиенит-порфиров (по Р.Г. Ибламинову) разлом продолжал развиваться как сброс-раздвиг.

В среднем карбоне режим растяжения должен был смениться сжатием и в дальнейшем разлом развивался, преимущественно, как взброс со сдвиговой составляющей, преимущественно левой.

### Структурно–формационное районирование

В строении земной коры описываемой площади принимают участие образования рифейско-вендского, ниже-среднепалеозойского, средне-верхнепалеозойского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей. Формационная зональность на уровне рифейско-вендского и ниже-среднепалеозойского структурных этажей связана с процессами деструкции древней континентальной и формированием новой островодужной коры. Образование этой зональности завершилось в каледонскую эпоху тектогенеза аккрецией островодужной системы и Восточно-Европейского палеоконтинента. В обстановке последующего сжатия (варисская и киммерийская тектонические эпохи) вещественные комплексы подвергались неоднократным дислокационным преобразованиям, секущим палеозональность. Современная структура представляет собой складчато-надвиговую систему, где наблюдаются сближенные и неоднократно передислоцированные фрагменты палеоформационных комплексов и палеоструктур.

Площадь листа расположена в зоне сочленения двух различных по строению и составу мегакомплексов (секторов), являющихся первопорядковыми элементами палеотектонической структуры. Западный (палеоконтинентальный пассивной окраины) сектор характеризуется корой континентального типа Центрально-Уральской мегазоны. Восточный (палеоостроводужный) сектор соответствует Тальгильской мегазоне и представлен новообразованной корой, обладающей целым рядом специфических особенностей – в первую очередь, наличием меланократового фундамента и широким развитием в ее верхней части, помимо осадочных формаций, вулканогенных и интрузивных образований.

*Сектор пассивной окраины* в пределах листа по комплексу осадков подразделяются на два резко отличных структурных этажа: нижний – рифей-вендский и верхний – ниже-среднепалеозойский, отвечающие двум тектоно-магматическим циклам. Между геоструктурными этажами существует угловое и азимутальное несогласия. Каждый из них отличается своеобразными условиями осадконакопления, выраженными литологическими особенностями слагающих комплексов, а также особый тип складок.

В истории формирования структур района играли роль четыре эпохи тектогенеза – байкальская, каледонская, герцинская и альпийская. Наиболее древними являются породы вулканогенно-терригенно-сланцевой формации ( $R_2$ ) – сланцы, туфосланцы, кварцитопесчаники муравьинской свиты. Далее разрез среднего рифея наращивается образованиями терригенно-

сланцевой формации ( $R_3$ ) усьвинской свиты. На верхнерифейских толщах залегают отложения венда: в восточной зоне Центрально-Уральского поднятия вулканогенно-терригенно-сланцевая формация вильвенской свиты и терригенно-черносланцевая формация першинской свиты, в западной – серебрянской и сылвицкой серии. Характер этих осадков свидетельствует о мелководных условиях (внутренний и внешний шельфы пассивной континентальной окраины).

Магматические породы развиты нешироко и представлены типичными рифтогенными континентальными сериями. Внедрение шло в подводных преимущественно трещинных излияниях в форме покровов, даек, штоков и силлов в породы вильвенской свиты.

Бельско-Елецкий структурно-вещественный комплекс (Полюдовская, Улсовско-Висимская и Михайловско-Вайгачская подзоны) сложен осадками терригенной ( $O_{1-2}$ ), доломитово-известняковой ( $O_2-S_1$ ), терригенно-карбонатной ( $S_{1-2}$ ), сланцево-карбонатной ( $S_1-D_2$ ) формаций и залегает с разрывом на подстилающих породах от рифея до палеозоя. Эти отложения прослежены в районе Кизеловского синклинория и широкой полосой выделены в пределах Улсовско-Тыпыльской депрессии. На наложенный характер последней указывает принадлежность осадков не к грабеновым, а к шельфовым формациям.

Терригенно-карбонатная формация ( $S_1-S_2$ ) Полюдовской подзоны (Кизеловская структура) нами отнесена к морским мелководным условиям осадкообразования, то есть здесь происходит поднятие, когда на востоке шло опускание бассейна, и накопление большой мощности терригенно-карбонатных отложений.

О проявлении каледонской эпохи свидетельствуют, прежде всего, резкая разница в степени метаморфизма рифейских отложений и перекрывающих их палеозойских пачек. Вероятно, в это время возникли субширотные и широтные тектонические нарушения, которые сыграли большую роль в изменении структурного плана рифейских отложений.

В герцинском геотектоническом цикле тектоно-магматическая деятельность активизируется в конце силура и в более позднее время, вплоть до начала среднедевонской эпохи. Происходит обновление заложённых ранее разрывов, внедрение даек долеритов, габбро-долеритов, сиенит-порфиоров. В эмский век происходило опускание всей территории, и отложения такатинской свиты с резким угловым несогласием залегают на различных горизонтах палеозойских и рифейских отложений (терригенная формация внутриконтинентального моря  $D_{1-2}$ ).

В живетское время (чусовская, чеславская, пашийская и кыновская свиты) повсеместно существовало поднятие, и живетские отложения на многих участках отсутствуют, а в пашийское время территория начинает испытывать общее погружение.

В франское и фаменское время (верхний девон) территория испытывает еще большее погружение, образуются рифовые известняки и доломиты.

В турнейский век наблюдаются поднятия и опускания в виде компенсированных прогибов с образованием известково-терригенных толщ.

В средневизейское время территория испытывает новое поднятие с образованием угленосной толщи (за пределами листа), а затем в средневизейское же время наступает общая для всего Урала великая визейская трансгрессия, которая продолжается до раннепермской эпохи с образованием карбонатных толщ (доломитово-известняковая и известняковая формация).

К концу герцинской эпохи тектогенеза в пределах Урала создаются крупные разрывы, надвиги и оперяющие нарушения различной амплитуды.

В мезозойско-кайнозойский этап описываемая территория переживает платформенную стадию развития. Континентальный режим, установившийся в конце палеозоя, сохраняется до настоящего времени.

*Палеоостроводужный сектор* (Тагильская мегазона) представлен вулканогенно-терригенно-сланцевой формацией верхнекембрийско-нижнеордовикского возраста (колпаковская свита) и сланцево-терригенно-вулканогенной формацией среднего-верхнего ордовика (пальничинская свита). Следует отметить, что колпаковская свита отнесена к островодужному комплексу весьма условно. Связано это с тем, что очень трудно в зоне сочленения двух структур разделить вулканогенно-осадочные образования рифтогенного типа и предостроводужного бассейна.

Интрузивные образования представлены габбро-гранитоидной и дунит-клинопироксенит-габбровой формациями.

Отложения средне-верхнепалеозойского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей в Тагильской мегазоне на данной территории отсутствуют.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История геологического развития изучаемого района очень сложная, если не сказать – уникальная. Дело в том, что район находится в области сочленения Центрально-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба. Структуры Центрально-Уральского поднятия, являющиеся фрагментом окраины Восточно-Европейского палеоконтинента сформированы на коре континентального типа, Тагильско-Магнитогорского прогиба – в условиях островной дуги на коре океанического типа. Областью их сочленения является Главный Уральский разлом, рядом авторов относимый к сутурной зоне и представленный на исследуемой территории Сосьвинско-Косьвинским взбросо-надвигом.

В строении земной коры описываемой площади принимают участие образования рифейско-вендского, нижне-среднепалеозойского, средне-верхнепалеозойского и альпийского структурных этажей. Формационная зональность на уровне первых двух структурных этажей связана с процессами деструкции континентальной и формированием новой островодужной коры. Образование этой зональности завершилось в каледонскую эпоху тектогенеза аккрецией островодужной системы и Восточно-Европейского палеоконтинента. В обстановке последующего сжатия (варисская и киммерийская тектонические эпохи) вещественные комплексы подверглись неоднократным дислокационным преобразованиям, секущим палеозональность. Современная структура представляет собой складчато-надвиговую систему, где наблюдаются сближенные и неоднократно передислоцированные фрагменты палеоформационных комплексов и палеоструктур.

### Центрально-Уральское поднятие

В геологическом развитии Центрально-Уральского поднятия выделяется байкальский тектоно-магматический цикл, характеризующийся платформенными условиями осадконакопления и магматизма в режиме автономной активизации, каледоно-герцинский тектоно-магматический и альпийские циклы. Тектонический режим альпийского цикла ограничивался эпейрогеническими движениями.

Осадконакопление, пликративная и дизъюнктивная тектоника в позднем докембрии отличаются рядом особенностей – низкими скоростями осадконакопления, слабым проявлением магматизма платформенного (траппового) характера, субширотным простираем складок, дизъюнктивными структурами типа платформенных (континентальных) рифтов или авлокогенов. Эти особенности связываются с формированием геоструктурного этажа доуралид на жестком фундаменте карельского и более древнего возраста Восточно-Европейской платформы,

раздробленном на менее крупные, по сравнению с платформенными, блоки. Это позволяло ранее рассматривать западный склон Урала в позднем докембрии как миогеосинклинальную область.

Сейчас многие исследователи рассматривают эту область как зону перикратонного погружения архейско-нижнепротерозойского фундамента платформы вплоть до зоны Главного Уральского глубинного разлома, то есть почти до меридиана Платиноносного пояса дунит-клинопироксенит-габбровой формации и Салатимского пояса дунит-гарцбургитовой формации. Шельфовые фации сменяются фациями континентального склона, резко возрастает объем вулканитов, платформенный (трапповый) состав последних сменяется островодужным.

Рифейский этап характеризуется формированием двух крупных циклов трансгрессивного строения: среднерифейского (юрматинского) и верхнерифейского (каратауского). Первой половине каждого из них соответствовал максимум геодинамической активности, выраженный в накоплении грубозернистых терригенных осадков и в вулканической деятельности. Для позднего рифея свойственно почти исключительно терригенное осадконакопление.

Магматические породы развиты нешироко и представлены типичными рифтогенными континентальными сериями. Внедрение шло в подводных преимущественно трещинных условиях в форме покровов, даек, штоков и силлов в породы вильвенской свиты.

Начало вендского периода знаменуется формированием тиллитовидных конгломератов, отражающих существование резко расчлененного рельефа бассейна осадконакопления, активную мобилизацию грубого, петрографически разнообразного, материала из его выступов и окраины платформы, его интенсивную обработку в мелководных условиях и ритмичное отложение в углублениях трогах по стилю образования дикого флиша (танинская, вильвенская свиты).

В вильвенское (танинское, гаревское и койвинское) время накопление осадков происходило в условиях относительно неглубокого бассейна. В ранневильвенское время происходило осаждение гидроокислов железа в коллоидной форме, преобразованных последующими процессами метаморфизма в магнетит. Источником гидроокислов железа была гидротермальная деятельность, связанная с внутрибассейновым вулканизмом. В условиях слабых эпейрогенических движений в обстановке мелководья формируются разнообразные по составу песчано-алеврито-глинистые отложения.

В першинское (бутонское и керносское) время резко увеличилось количество углистого вещества в осадках. В нижнебутонском депрессионно-троговом, глубоководном периоде шло накопление глинистых темноцветных осадков при минимуме геодинамической активности. Седиментогенез сопровождается рассеянным фосфатонакоплением с образованием редких сегрегаций фосфоритов с кремнистой основой.

В верхней половине бутонского времени происходит последовательное усиление геодинамики, формируется темноцветный псаммит-пелитовый флишоид, активно заимствующий с помощью турбидитного механизма накопления осадков материал предыдущих отложений.

В нижнекерносское время продолжается процесс активизации. Седиментогенез осуществляется почти исключительно за счет зерновых потоков (псаммитовый флишоид), так в основании керносской свиты мы наблюдаем отчетливые следы эрозии подстилающих осадков в виде “бляшек” черных аргиллитов и фосфоритов. Их более мелкая кластика рассеяна и внутри песчаных слоев. Этим частично объясняется отсутствие в серебрянскую эпоху концентрированного фосфоритонакопления.

Апогеем бутано-керносского регрессивного цикла явилось позднекерносское время. На фоне резких эпейрогенических колебаний дна бассейна формируются пикрит-трахибазальтовые комплексы мантийного зарождения. В общую картину высокоактивной геодинамики вписывается интенсивная денудация выступов кристаллического гранито-гнейсового фундамента платформы, в результате чего состав осадков становится существенно аркозовым, нередко грубозернистым, вплоть до образования тиллитовидных конгломератов. Нередко в терригенном материале отмечаются обломки гранитоидов, свидетельствующие о существовании в области размыва кислых интрузий.

Активная сейсмика, сопутствующая вулканизму, формирует брекчии и конгломераты, олистолиты, подводно-оползневые складки. Многочисленны следы эрозии дна зерновыми потоками. Тонкодисперсная железистая кластика вулканитов распространяется на большие расстояния и образует маркирующие слои красноватых терригенных осадков. К концу першинского времени море отступает, осадконакопление осуществляется в литоральной зоне и затем сменяется континентальным режимом, существовавшим продолжительное время в кембрийский период и нижнеордовикскую - эпоху.

Старопечнинское время знаменуется новым циклом осадконакопления, который на Среднем Урале [105] наступил после кратковременного перерыва. Этот режим, в отличие от керносского, характеризуется большой дифференцированностью колебаний земной коры, совершающихся не всегда одновременно, если рассматривать обширную область в меридиональном направлении от южного окончания Полюдова Кряжа до южной границы исследуемой площади и за ее пределы. В исследуемом районе в первую половину старопечнинского времени существовал мелководный бассейн, причем береговая линия располагалась недалеко на западе, в связи с чем отлагались в прибрежно-морской, шельфовой области конгломераты и гравелиты. Во второй половине старопечнинского времени наблюдается кратковременный перерыв (отсутствие отложений переволокской свиты) осадконакопления и денудации.

В кембрийско-нижнеордовикское время на основе существовавших в прогибе локальных поднятий происходит формирование Центрально-Уральского поднятия (Центрально-Уральского срединного массива). Область испытывает воздымание в результате неинтенсивной складчатости брахиформного характера и блоковых подвижек по заложенным ранее и возникшим новым разрывам.

Эти выводы базируются на известных фактах резкого несогласного налегания ниже- и среднеордовикских песчаников и конгломератов на подстилающие отложения.

Достаточно убедительным свидетельством существования орогенного режима в кембрии является орогенный гранитный магматизм в виде гипабиссальных лакколитообразных и дайкообразных гранитов Велсовской и Шудьинской интрузий (комплексы за пределами площади).

Граница кембрия и ордовика все более отчетливо выступает как время формирования крупных интрузий именно этого типа гранитов, сопровождающихся полиметаллическим и редкометальным оруденением (молибден, вольфрам, олово, свинец, иногда – сурьма). Таким образом, формирование интрузий порфировидных гранитов является заключительной стадией формирования структурного байкальского этажа.

Выделенные по данным интерпретации гравитационного поля, не выходящие на эрозионный срез, гипотетические гранитоидные интрузии, имеют более молодой – верхнеордовикский возраст.

В раннем ордовике большая часть территории, видимо, была приподнята и только в восточной части в пределах Сакмаро-Лемвинской зоны отмечаются фрагменты хапхарской свиты, представленной конгломератами, гравелитами, песчаниками и сланцами.

Бельско-Елецкий структурно-вещественный комплекс (Полюдовская, Улсовско-Висимская и Михайловско-Вайгачская подзоны) сложен осадками терригенной ( $O_{1-2}$ ), доломитово-известняковой ( $O_2-S_1$ ), терригенно-карбонатной ( $S_{1-2}$ ), сланцево-карбонатной ( $S_1-D_2$ ) формациями и залегает с размывом на подстилающих породах от рифея до палеозоя. Эти отложения прослежены в районе Кизеловского синклиория и широкой полосой выделены в пределах Улсовско-Тыпыльской депрессии. На наложенный характер последней указывает принадлежность осадков не к гребневым, а к шельфовым формациям.

В среднем ордовике в межгорных прогибах доордовикского поднятия за счет размыва рифейско-вендских образований происходит накопление грубообломочных осадков ордовикской формации внутренних моласс, перекрываемых глинистыми осадками.

Со временем, по мере расширения морского бассейна в ордовике и силуре накапливались преимущественно карбонатные осадки с тенденцией к засолению. Карбонатные илы накапливались в условиях жаркого климата и мелководья, изредка периодически поступал кварцевый песчаный и алевролитовый материал – вероятно, при небольших местных регрессиях

В дальнейшем известковистые осадки, особенно лландоверийские, подвергались вторичной доломитизации.

В западной зоне (Западно-Уральская внешняя зона складчатости) силурийские отложения залегают с размывом и резким угловым несогласием на различных толщах венда. Наступившее с востока море определило в начале эпохи прибрежно-морские условия, быстро сменившиеся открытой морской обстановкой. Морской бассейн имел чистые и теплые воды, однако, береговая линия находилась недалеко, где формировались терригенно-карбонатные формации. Конец силура знаменуется новым и значительным последним проявлением каледонской складчатости, продолжавшейся до конца раннедевонской эпохи. Значительные по амплитуде и дифференцированные в пространстве поднятия вызвали растрескивание земной коры с внедрением усвинского габбро-долеритового комплекса. Поднятие территории сопровождалось интенсивным размывом.

Раннедевонское время отмечается регрессией морского бассейна. Отложения достоверного нижнего девона отсутствуют на большей части Северного и Среднего Урала.

В конце раннего девона произошла полная перестройка тектонических движений, определяющая возникновение нового, герцинского, цикла тектогенеза, продолжавшегося до конца палеозоя, - одного из самых значительных в истории Урала.

В эмскую пору материал, в основном псаммитовый, поступал с запада; уже в пределах северной части Кизеловского района такатинская свита сложена двумя типами осадков: псаммитовыми в их западных выходах и псаммито-алевритовыми серо-и красноцветными – в самих источниках. Западная область седиментации, как и северная, представляла собой подводно-дельтовое и прибрежное мелководье и питалась материалом, сносимым с Русской платформы.

В восточную область поступление основной части терригенного материала, по мнению В.Н.Плотникова [109], происходило с востока, где размывались в то время красноцветные породы венда.

Продолжающееся постепенное опускание территории всюду обусловило в поздней-фельское время режим открытого мелкого моря с нормальной соленостью – благоприятную среду обитания криноидей и других групп организмов.

В среднем девоне (живетский век) произошло быстрое поднятие территории, сопровождаемое усиленной эрозией.

В пашийское время отлагается толща сначала прибрежно-морских псаммитовых осадков, сменяемых затем более глубоководными алевритовыми и пелитовыми.

Неравномерное опускание территории полностью компенсировалось осадением поступавшего с суши материала.

Продолжающееся удаление береговой линии во франское время приводит к ограниченному привносу терригенного материала. Идет довольно быстрое погружение, и наступают относительно глубоководные условия, продолжающиеся до конца девонского периода. В эту эпоху погружение территории сопровождалось бурным развитием рифостроящих организмов: водорослей, строматопор, криноидей и прочих. Западная часть исследованной территории была расположена далеко как от береговой линии, так и от рифовых массивов. Вследствие этого материала для компенсации погружения территории становится недостаточно, и здесь возникают глубоководные условия.

Фаменский век наследует основные черты обстановки франского времени. Вследствие жаркого климата и высокой испаряемости на бывших франских рифах соленость воды повышается, условия жизни становятся менее благоприятными, и рифогенные верхнефранские осадки сменяются, главным образом, хемогенными. На глубоководье продолжают осаждаться глинисто-кремнисто-известковистые илы.

В начале карбона в связи с начавшимся устойчивым поднятием северо-востока Русской платформы происходит поступление терригенного материала.

Превышение скорости осадконакопления над тектоническими опусканиями обуславливает постепенное заполнение впадин осадками и выравнивание рельефа дна.

В первой половине визейского века существовал относительный тектонический покой. В средневизейское время территория испытывает новое поднятие с образованием угленосной толщи (за пределами листа), а затем, возобновившиеся тектонические опускания территории, всюду создали во второй половине визейского же века условия открытого нормального морского бассейна. Общая для всего Урала великая визейская трансгрессия продолжается до раннепермской эпохи с образованием карбонатных толщ (доломитово-известняковая и известняковая формации). Кратковременные засоления бассейна в условиях затрудненного водообмена вызвали в серпуховский век выпадение хемогенных известняков и доломитовых илов.

В начале московского века происходит тектоническая активизация. Здесь терригенный материал, разбавленный карбонатными осадками, отлагался в большом количестве.

В позднемосковское время стабильные тектонические опускания территории полностью компенсировались карбонатным осадконакоплением, существовавшим до начала ассельского времени. Максимум последующего осадконакопления находится западнее изученной территории, в зоне окончательно оформившегося Предуральского прогиба.

К концу герцинской эпохи тектогенеза в пределах Урала создаются крупные разрывы, надвиги и оперяющие нарушения различной амплитуды.

В течение мезо-кайнозойского времени Урал являлся областью завершенной складчатости, представляя собой сушу, подвергавшуюся размыву.

Тектонический режим этого времени носил платформенный характер и ограничивался эпейрогеническими движениями, происходит заложение тектонических впадин [49].

В раннемезозойский этап, охватывающий триас и раннюю юру, происходит интенсивный размыв горного Урала, измеряемый многими сотнями метров, о чем свидетельствуют мощные толщи крупнообломочных отложений этого возраста в депрессиях на прилегающих к Уралу территориях.

Среднеюрско-палеогеновый тектоно-климатический этап характеризуется относительной стабильностью Урала. Этап отличался теплым и влажным климатом с отдельными засушливыми кратковременными периодами и образованием регионального профиля коры выветривания, на площади работ, видимо, не сохранившейся.

На сопредельной площади происходит формирование эрозионно-структурных депрессий меридионального направления, предопределенного простираемостью основных геологических структур и литологией субстрата. В пределах эрозионно-структурных депрессий происходит формирование речной сети, фрагменты которой сохранились до настоящего времени.

В раннемиоценовый этап характеризуется общим небольшим поднятием Урала, что вызвало некоторое оживление эрозионной деятельности.

Оно привело к выработке поверхности нового незавершенного пенеппена и образованию относительно маломощной каолин-гидрослюдистой коры выветривания в условиях умеренно-теплого и влажного климата. Коры частично сохранились до настоящего времени, преимущественно в зонах разрывных нарушений.

Неравномерное поднятие территории вызвало врез речной сети с образованием аллювиальных отложений наурзумской свиты.

Миоцен-плиоценовый этап характеризуется относительно стабильным режимом, и проявился, главным образом, как климатический этап. В условиях засушливого климата с сезонами ливневых дождей происходил интенсивный смыв элювия и более древних рыхлых осадков с возвышенностей и заполнение продуктами смыва прилегающих к возвышенностям низин (каракольская серия).

В четвертичный этап происходило оживление тектонических (неотектонических) движений, сопровождавшееся усложнением и частичной перестройкой речной сети с формированием территории в условиях неравномерного подъема, прерываемого периодами относительной стабильности.

Похолодание климата в четвертичный период вызвало горно-долинное оледенение, достигшее своего максимума в среднелейстоценовое время, когда процессы морозного выветривания образовали перегляциальные формы рельефа. Четвертичные отложения (пойменные и террасовые, делювиальные, гляциальные, солифлюкционные и др.) составляют осадочную

формацию четвертичного эрозионного цикла. Во время оледенения прекратились процессы химического выветривания и усилились – физического, особенно морозного.

Потепление климата вызвало замедление процессов физического выветривания, морозному выветриванию подвергаются лишь гольцевые участки горных хребтов, вершин и водоразделов. Широкое развитие первой надпойменной террасы и аккумулятивной поймы свидетельствует о сравнительно стабильном тектоническом режиме. К этому же времени относится образование открытых и закрытых карстовых форм, высотное положение которых относительно уреза воды в современных водотоках невелико.

### **Тагильско-Магнитогорский прогиб**

Однозначно судить о времени заложения Тагильско-Магнитогорского прогиба очень сложно, в связи с интенсивной разрывной и пликативной тектоникой в области сочленения прогиба с Центрально-Уральским поднятием. Скорее всего, уменьшение мощности и разрыв континентальной коры произошло в позднем кембрии с образованием двух континентов: Восточно-Европейского (ВЕК) и Казахстано-Киргизского (ККК) [58].

В позднекембрийско-раннеордовикское время, скорее всего, возникла Тагильская островная дуга; при этом происходили подводные излияния базальтов с накоплением тонкого глинистого интенсивно ожелезненного материала (колпаковская свита). В среднем-верхнем ордовике вулканическая деятельность усиливается с появлением долеритов, базальтов, трахибазальтов и их туфов, переслаивающихся с углисто- и гематитсодержащими глинистыми породами. В верхнем ордовике формируется кривинский габбро-гранитоидный и качканарский дунит-клинопироксенит-габбровый комплексы, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу палинической свиты с образованием в приконтактной части кытлымитов.

Следует отметить, что колпаковская свита отнесена к островодужному комплексу весьма условно. Связано это с тем, что очень трудно в зоне сочленения двух структур разделить вулканогенно-осадочные образования рифтогенного типа и предостроводужного бассейна.

По мнению Г.А. Петрова, проводившего ГДП-200 в пределах листа О-40-ХVIII, закрытие палеобассейна с последующей коллизией произошло в раннем девоне (эмский ярус). Однако авторы больше склонны считать, что закрытие островодужной системы произошло в среднем карбоне. Этот период в восточном Зауралье охарактеризован образованием крупных магнетитовых месторождений (Соколовско-Сарбайская группа скарновых месторождений).

Этот же период, видимо, соответствует мощным коллизионным процессам, обусловленным надвиганием островодужного комплекса современного Тагильского мегасинклинория и его океанического основания на континентальные комплексы Центрально-Уральского поднятия

с образованием так называемой “kozyрьковой” структуры в зоне сочленения этих общеуральских структур.

В дальнейшем развитие Тагильско-Магнитогорского прогиба и Центрально-Уральского поднятия шло как формирование единой системы.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа О-40-V расположена в зоне хребта Урала и относится к Северо-Уральской подпровинции Уральской провинции. Согласно Схеме геоморфологического районирования Урала [Сигов А.П., Шуб В.С. Схема геоморфологического районирования Урала масштаба 1 : 500 000. 1977], исследуемая площадь подразделяется на два региона: западную часть листа занимает район остаточных горных массивов Западного склона Урала - I, восточную, большую часть площади – район приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала - II. Граница между районами ориентирована субмеридионально и приурочена к зоне Молмыско-Чикманского надвига.

В формировании рельефа территории принимают участие структурно-тектонический и литологический факторы, водная аккумуляция, криогенные, эрозионно-аккумулятивные, денудационные и неотектонические процессы.

Район остаточных горных массивов западного склона Северного и Среднего Урала (I) характеризуется холмисто-грядовым типом рельефа со сглаженными вершинами и сравнительно пологими выпуклыми склонами. Абсолютные отметки гряд и холмов составляют 400-550 м, за исключением горы Молчанский Камень (713 м), сложенной устойчивыми к выветриванию кварцевыми песчаниками пашийской свиты и на вершине которой развиты процессы гольцовой денудации.

Район приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала (II) представлен среднегорным интенсивно расчлененным денудационно-эрозионным типом рельефа, развитым на сильно дислоцированных метаморфических и терригенно-карбонатных толщах рифея, венда и палеозоя. В нем отчетливо выделяются три субмеридиональные полосы: западная, охватывающая хр. Кваркуш, горы Чердынский Камень, Острый Тур, Дикарь Камень, восточная - отроги Ольвинского, Конжаковского и Косьвинского Камней; центральная полоса соответствует Вишерско-Висимской депрессии. Перепад высот значительный. Абсолютные отметки колеблются от 285 м (тальвег р. Косьва у южной рамки участка) до 937 м (г. Чердынский Камень). Границы между геоморфологическими областями четкие, выражены в виде тектонических уступов и проходят по надвигам.

По морфологическим и литологическим признакам выделяются две категории рельефа: денудационная и аккумулятивная.

### Денудационный рельеф

Территория листа находится в зоне преимущественной денудации. К денудационной категории относятся четыре типа рельефа. Наиболее крупными денудационными формами явля-

ются олигоцен-миоценовые денудационные и эрозионно-денудационные поверхности выравнивания, формирование которых соответствует определенным тектоно-климатическим этапам рельефообразования [Сигов А.П., Шуб В.С. Схема геоморфологического районирования Урала масштаба 1 : 500 000. 1977]. Меньшими по масштабам являются эрозионно-денудационные склоны речных долин плиоцен-четвертичного возраста, эрозионно-структурные депрессии до-олигоценного возраста и четвертичные поверхности гольцовой денудации.

Фрагменты *олигоцен-миоценовой* денудационной поверхности на площади листа расположены на разных гипсометрических уровнях - от 360 до 820 м - и представлены субгоризонтальными и слабонаклонными площадками с развитием маломощного щебнисто-песчаного, песчано-глинистого, щебнисто-глинистого элювия. В пределах субгоризонтальных площадок и на склонах, вдоль разрывных нарушений встречены коры выветривания каолин-гидрослюдистого, монтмориллонит-гидрослюдистого и гидрослюдистого профиля, предположительно олигоцен-миоценового возраста.

*Плиоцен-четвертичная* поверхность врезания современных рек имеет широкое распространение в обоих районах; она формируется по эрозионным линиям гидросети, “разъедая” более древние поверхности выравнивания. Она представляет собой самый нижний ярус рельефа и выражена склонами и террасами современных речных долин.

*Четвертичная* поверхность гольцовой денудации занимает незначительную часть площади. Образование ее связано с процессами морозного выветривания за счет переработки более древних поверхностей. Фиксируется на вершинах гор Молчанский Камень, Шелудяк, Расстеский Камень, Кваркуш, Козмер, Острый Тур, Чердынский Камень и др., характеризуется наличием специфических форм рельефа: нагорных террас, структурных грунтов, денудационных останцов и др.

### **Формы рельефа**

Важными элементами рельефа являются эрозионно-структурные депрессии, древние и современные речные долины с комплексом террас, структурно-денудационные формы, карстовые формы, играющие исключительную роль в формировании и сохранении россыпных полезных ископаемых, а также криогенные, техногенные и биогенные формы.

*Эрозионно-структурные депрессии.* Вишерско-Висимская эрозионно-структурная депрессия является наиболее крупной. Она хорошо выражена в виде обширного понижения рельефа в поле развития терригенно-карбонатных пород палеозоя. Прослеживается в субмеридиональном направлении через всю площадь, с востока и запада ограничивается крупными тектоническими нарушениями. У северной рамки листа хребтом Козмер депрессия разделяется на две ветви шириной до двух километров. Наибольшую ширину (15 км) Вишерско-Висимская

депрессия приобретает на субширотном участке долины р. Косьва, сужаясь у южной рамки до 5 км. Днище депрессии имеет волнообразную поверхность с отметками 350–400 м, борта пологие, местами с выпуклыми складками. Плотик изобилует карстовыми западинами и ложбинами, глубина которых, по буровым данным, превышает 30 м, а по геофизическим данным - до 70 м. Выполнена депрессия различными генетическими типами рыхлых образований, возраст которых устанавливается в диапазоне от позднего мезозоя до голоцена. Депрессия играет важную роль в формировании и сохранении россыпных полезных ископаемых.

В северо-западной части изученной территории прослеживаются Собачьеречинская и Ленёвская эрозионно-структурные депрессии. Собачьеречинская депрессия выявлена и закартирована геофизическими методами. Её длина достигает 7,5 км, ширина - 700 м, максимальная глубина - 30 м (в долине реки Собачья), в среднем 10 м. Ленёвская эрозионно-структурная депрессия расположена в зоне развития терригенной толщи угленосной свиты визейского яруса. Депрессия вытянута в субмеридиональном направлении. Мощность рыхлых отложений составляет 25 м.

В юго-западном углу листа, южнее г. Молчанский Камень, прослеживается небольшая часть Чикман-Нярской эрозионно-структурной депрессии, выработанной на терригенно-карбонатных породах девона и карбона. Днище депрессии плоское, с уклоном с юга на север. Левый борт депрессии пологий, правый более крутой, высокий. Наследуется олигоценовой, миоценовой и современной речной сетью. Долины рек Сюзь, Чикман, Сухая в пределах депрессии переуглублены [48, 115, 73]; под аллювиальными отложениями поймы, I и II надпойменных террас вскрыты галечники эоплейстоцена на уровне +12-15 м (относительно уреза воды). По этим рекам установлены и подсчитаны промышленные запасы алмазов в отложениях голоцена по эоплейстоцен включительно.

В отличие от Чикман-Нярской депрессии, иной характер строения имеют Косьвинская, Полуденская, Берёзовская, Заболотнинская депрессии, являющиеся, по-видимому, фрагментами Чусовской эрозионно-структурной депрессии [49].

Рассольнинская эрозионно-карстовая депрессия выработана на карбонатных и терригенно-карбонатных породах силура. В рельефе депрессия слабо выражена и выявлена в результате геофизических и буровых работ. Мощность рыхлых отложений колеблется в широких пределах от 10 до 34 м.

Сухинская эрозионно-карстовая депрессия выявлена по геофизическим данным и подтверждена буровыми работами. В структурном отношении депрессия расположена в пределах Чикмано-Кадинской мегасинклинали, где развиты девонско-каменноугольные терригенно-карбонатные породы, в различной степени подверженные карстовым процессам. Максимальная вскрытая мощность рыхлых отложений по скважине составляет 55 м.

*Речные долины.* Гористый рельеф исследуемой территории своим возникновением во многом обязан эрозионному воздействию водных потоков, сформировавших речные долины.

Современная гидросеть района характеризуется ветвисто-ортогональным рисунком, во многом обусловленным тектоникой района. Наиболее крупные реки западной части листа - Молмыс, Ульвич, Кадь, Чикман, - при общем субширотном направлении долин изобилуют колленообразными изгибами. Перечисленные реки и их притоки обладают горным режимом и крутым продольным профилем. Эрозионный врез составляет 50-80 м. Несколько иной характер строения имеет гидросеть восточной половины листа, где она большей частью наследует Вишерско-Висимскую эрозионно-структурную депрессию. Реки Косьва, Тыпыл, Тылай, Кырья, Березовая в пределах депрессии имеют широкие разработанные террасированные днища. Притоки в истоках большей частью каньонообразные, с крутым продольным профилем.

*Структурно-денудационные формы.* Денудационные уступы встречаются на всей изученной площади. Заложение уступов происходило, по-видимому, в разное время, поскольку они развиты на всех поверхностях выравнивания. Большинство уступов являются обнажениями коренных пород протяженностью до 500 и более метров, высота 3-40 м. Пологие денудационные уступы чаще встречаются на границе разновозрастных поверхностей выравнивания, протяженность их достигает 2-3 км.

Крупные скалы и скалистые гребни сложены, как правило, устойчивыми породами (дунитами, конгломератами, песчаниками, гравелитами). Высота скалистых гребней достигает 6-12 м, протяженность 1000 и более метров. Высота отдельных скал достигает 30 м (Одинокий Камень, Острый Тур, хр. Козмер и др.), в редких случаях – до 70-75 м. Данные формы рельефа выделены на поверхности гольцовой денудации и олигоцен-миоценовой эрозионно-денудационной поверхности выравнивания.

*Криогенные (мерзлотные и солифлюкционные) формы.* Одной из наиболее крупных и распространенных форм рельефа, развивающихся при процессах нивации, солифлюкции и мерзлотного выветривания, являются нагорные террасы. Эти же процессы являются ведущими при образовании поверхностей гольцовой денудации.

Нагорные террасы представляют собой слабо наклоненные площадки, ограниченные уступами различной крутизны, образующие серию ступеней, спускающихся со склонов гор и расположенных на разных гипсометрических уровнях. Активные террасы развиты в зоне гольцовой денудации и наиболее широкое развитие получили на г. Чердынский Камень и на восточном склоне хребта Кваркуш. Высота уступов террас колеблется от 1,5 до 10 метров. Время образования активных террас датируется как плиоцен-четвертичное.

Законсервированные нагорные террасы полностью задернованы, покрыты древесной растительностью и характеризуются волнистой поверхностью.

Структурные грунты встречены в вершинной части хребта Кваркуш и г. Чердынский Камень. Эти формы возникают в результате перемещения неоднородной, насыщенной водой грунтовой массы при многократном ее замерзании и оттаивании. На местности они проявляются как участки (многоугольники) задерновки с угнетенной растительностью, перемежающиеся с участками глыбово-делювиальных развалов.

Каменные развалы (курумы) и осыпи. Крутые склоны г. Кедровый Спой покрыты сплошными крупноглыбовыми активными осыпями, представленными кварцевыми конгломератами и кварцитами. Нижняя граница активных осыпей опускается до абсолютных высот 700-650 м в зависимости от крутизны склонов. Курумы представляют собой потоки глыб, медленно сползающих по склонам гор под влиянием морозного сдвига, солифлюкции и силы тяжести. Они создают характерные микроформы рельефа – бугристость, уступы с плавными очертаниями, вызванные неравномерным движением каменного материала. Активные курумы развиты в зоне гольцовой денудации (Чердынский Камень, Щучий Камень, Молчанский Камень, хр. Козмер и др.). Отдельные развалы разделяются друг от друга небольшими залесенными полосами. Возраст каменных развалов и осыпей определен как плиоцен-четвертичный.

*Карстовые формы.* Самыми распространенным видом проявления карста на площади являются карстовые воронки. Широкое развитие воронки получили в пределах Вишерско–Висимской и Чикман–Нярской депрессий, в поле развития палеозойских карбонатных пород. Образование их происходило за счет выщелачивания и эрозионной деятельности подземных вод и, в редких случаях, путем провала поверхностного покрова в подземные пустоты. Воронки большей частью имеют округлую форму, в поперечном профиле – блюдцеобразную или конусовидную. Диаметр воронок изменяется от 3 до 20 м, редко достигая 40-50 м; глубина до 20 м. Склоны и днища задернованы, в редких случаях встречаются обнажения коренных пород. Единичные воронки имеют поноры или, наоборот, заполнены водой.

Другой формой проявления карста являются суходолы (реки Сухая, Беззадая, Холуистая). Суходолы, находящиеся на овражной стадии (карстовые лога), имеют небольшие размеры и фиксируются на склонах различной крутизны. Суходолы речной стадии представляют собой неширокие днища долин, в руслах которых частично или полностью отсутствует водоток, поглощаемый выше воронками или щелевидными понорами; они имеют длину от нескольких сот метров до километра.

Целая серия пещер известна на правом берегу р. Чикман в 1 км выше устья р. Сюзь в верхнедевонских и нижнекаменноугольных известняках. Размеры пещер небольшие: длина 15-40 м, ширина 1-15 м, максимальная высота сводов 2,5 м. В плане они имеют Т, Е и Г-образные очертания за счет многочисленных ответвлений длиной 5-6 м. На стенках и сводах местами

развиты натечные формы – кальцитовая кора и сталактиты. Устья пещер расположены на высоте 3-3,5 м над урезом воды.

*Техногенные и биогенные формы.* К техногенным формам рельефа относятся карьеры, насыпные автодороги, строительство которых связано, в основном, с лесоразработками, а также дражные отвалы, оставшиеся после переработки россыпей платины.

Болотные (биогенные) формы рельефа развиты на террасах низкого уровня всех рек района. Верховые болота отмечаются на водораздельных пространствах между рр. Тыпыл, Яйва, Молмыс, Кадь.

### **Аккумулятивный рельеф**

К аккумулятивной категории рельефа отнесены аллювиальные отложения речных террас, а также выполнения эрозионно-структурных и эрозионно-карстовых депрессий. Наличием комплекса аккумулятивных террас характеризуются долины всех крупных рек.

У крупных рек реки западной части листа - Молмыс, Ульвич, Кадь, Чикман, - развиты пойменный комплекс террас и аккумулятивная I надпойменная терраса. Площадки II, III и IV террас встречаются спорадически на высоте 5–45 м относительно уреза воды, в зависимости от порядка водотока и неотектонического режима участка долин. Гидросеть восточной половины листа большей частью наследует Вишерско–Висимскую эрозионно-структурную депрессию. Долины реки Косьва, Тыпыл, Тылай, Кырья и Березовая, дренирующих депрессию, характеризуются большими объемами аллювиальных отложений; ширина аллювия р. Тыпыл в его среднем течении достигает 2 км. Русла изобилуют меандрами, отмелями, островами. Часто поверхность поймы, I и II террас заболочена.

Мощность рыхлых отложений, выполняющих другие эрозионно-структурные и карстовые депрессии, составляет в большинстве случаев 10-30 м, достигая 55 м.

### **Признаки неотектонических движений**

О проявлении неотектонических движений положительного знака свидетельствует наличие комплекса эрозионно-аккумулятивных террас и различное высотное положение разновозрастных денудационных поверхностей. В течение неотектонического этапа развития западный район остаточных горных массивов Западного склона Урала испытал поднятие амплитудой 150-250 м [Сигов А.П. и др., 1969]. В районе приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала неотектонические движения проявились большей амплитудой – 250-300 м с преобладанием слабо дифференцированных сводово-глыбовых и блоковых поднятий.

Признаками проявления дифференцированных неотектонических движений может служить подъем цокольных террас в районах поднятий, наличие неравновесных участков долин,

висячих долин, долин прорыва, увеличение крупности аллювия на участках поднятия, а также наличие отпрепарированных гребней и гряд. На участках неотектонических опусканий имеют широкое распространение отложения пойменных фаций, значительное увеличение ширины террас, уменьшение крупности обломочного материала аллювия.

На исследуемой территории выделены Молчанское, Яйвинское, Чердынское и Верхне-Косьвинское и др. поднятия.

К элементам неотектоники относятся уступы тектонического характера, ряд тектонических нарушений, выражающихся в рельефе в виде линеаментов.

### **История формирования рельефа**

После завершения фаз герцинского орогенеза, в результате которого Урал и Западное Предуралье были сформированы как горная страна, формирования рельефа территории происходило на фоне колебательных движений и изменения климатических условий, о чем свидетельствует ярусность рельефа. В связи с этим А.П. Сигову и В.С. Шубу удалось выделить шесть тектоно-климатических этапов рельефообразования. На исследуемой площади плиоцен-четвертичная речная сеть формировалась в условиях резкого похолодания и неоднократного понижения базиса эрозии вследствие проявления неотектонических движений положительного знака. Олигоценовые долины реконструируются у всех крупных рек района и совпадают с очертаниями современной речной сети. Имеют более широкие днища, в которые вложены современные долины с нижним комплексом террас [49].

### **Полезные ископаемые**

В среднем течении р. Чикман находится фрагмент законсервированного промышленного россыпного месторождения алмазов.

В долинах рек Косьва, Тыпыл, Кадь, Сюзь и в ряде небольших ложков в районе устья р. Тыпыл установлены непромышленные россыпи (потоки рассеяния) алмазов [63]. В аллювии большинства рек выявлены знаки золота.

В настоящее время выработаны старательским и дражным способами русловые россыпи платины рек Косьва и Тылай и их притоков, размывающих отложения террас.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На рассматриваемой территории известно отработанное рассыпное месторождение платины и фрагмент промышленной алмазной россыпи. Проведенные исследования позволяют прогнозировать гидротермальные месторождения железа, меди, полиметаллов, вольфрама, молибдена, золота, редкоземельных элементов, стратиформные месторождения платины, а также коренные алмазоносные объекты.

### Металлические ископаемые

#### Чёрные металлы

**Железо.** На изучаемой площади установлено одно железорудное проявление гематит-магнетитовой рудной формации вулканогенно-осадочного типа (Ослянское железорудное) и три пункта минерализации гематит-лимонитовых руд инфильтрационного типа не имеющие промышленного интереса.

Ослянское проявление гематит-магнетитовых руд выявлено Б.К. Ушковым [124] в 1970 г. (IV-3-24). Расположено оно на правом берегу р. Ослянки и приурочено к терригенно-вулканогенным породам вильвенской свиты, в которых прослойки и прожилки руд мощностью до 0,3 м группируются в несколько пачек мощностью от 2,5 до 15 м, разделяющихся изменёнными осадочными породами с интервалами до 10 м. Состав руд в %:  $Fe_2O_3$  от 15 до 65, FeO от 5 до 26,  $P_2O_5$  от 0,20 до 3,30. Генезис руд вулканогенно-осадочно-метаморфогенный. По магниторазведочным данным [124], магнитовозмущающий объект мощностью около 40 м прослеживается на 6,5 км. Рудная зона выделяется интенсивной положительной аномалией силы тяжести; при этом считается, что количество возмущающих тел с глубиной возрастает. В пределах рудного поля отмечаются высокие концентрации иттрия (до 0,1%), кобальта (до 0,03%), а также скандия и ниобия.

Гематитовое проявление в бассейне р. Каменки (IV-3-3) представляет собой пачку алевритовых и песчаных сланцев мощностью 35-40 м, залегающую в верхней части разреза усьвинской свиты и содержащую до 7 прослоев гематитовых руд вишневого цвета мощностью не более первых метров. Руды прослеживаются по простиранию, по данным интерпретации магнитного поля, на 5 км [124]. Содержания в %:  $Fe_2O_3$  от 10 до 52, FeO от 0,57 до 0,86. Генезис руд предположительно осадочно-метаморфогенный.

Лимонитовые натечные руды добывались в середине 19 столетия на Успенском руднике (IV-4-19). Руды содержат от 43 до 83% железа. Проявление приурочено к полосчатым долами-

там доломитовой толщи ( $O_3-S_{1d}$ ); в значительной мере оно выработано и реального интереса не представляет [107, 124]. Генезис предположительно инфильтрационный.

**Марганец.** Повышенные – до 3% - концентрации марганца обнаружены на междуречье рек Кырья и Большая Косьва (IV-4-14, 20, 22). Они приурочены к слюдисто-хлорит-кварцевым сланцам колпаковской свиты ( $E_3-O_1kl$ ) и к контактам сланцев с известняками карстовой толщи ( $S_2-D_{1ks}$ ) [124]. Площадная геохимическая аномалия марганца (IV-1-17), выявленная авторами, характеризующаяся превышением фоновых значений в 5-10 раз и сопровождающаяся повышенными концентрациями никеля, хрома, цинка, свинца, ванадия, бериллия и циркония, отмечена в поле распространения терригенных пород керносской свиты ( $V_1kr$ ).

**Хром.** Повышенные (до 0,3%) концентрации хрома породного уровня установлены в клинопироксенитах Качканарского комплекса, слагающих гору Сосновский Увал и расположенных на правом берегу р. Большая Косьва (IV-4-12). В пролювии дренирующего клинопироксениты ручья Фарковка отмечены высокие (от 490 до 1100-1800 г/м<sup>3</sup>) концентрации хромита (IV-4-13), но ввиду незначительной массы пролювия россыпь интереса не представляет [124].

**Титан.** На юге территории встречены 3 пункта минерализации с содержаниями титана до 3% в терригенных породах усвинской свиты ( $R_{3us}$ ) (IV-3-6,15) и в вулканитах вильвенской свиты ( $V_1vl$ ) (IV-3-18). Сопровождаются они повышенными концентрациями ванадия. Практического интереса не представляют [124].

## Цветные металлы

**Медь.** Установлено более 40 проявлений и пунктов минерализации меди, принадлежащих пяти рудным формациям: медно-колчеданной, карбонатитовой, медной кварцево-сульфидно-жильной, медно-никелевой и медно-цинковой. Проявление меди кварцево-сульфидно-жильной рудной формации с наиболее богатыми рудами (IV-3-7) расположено на правом берегу р. Кырья. Оно представлено кварцевыми жилами и зонами прожилков с халькопиритовой минерализацией мощностью 2,5-5,0 м в известняках известняковой толщи ( $O_{2-3c}$ ) в экзоконтакте дайки сиенит-порфиров. Зоны имеют крутое (86°) падение на восточном контакте дайки и пологое (15-20°) – на западном. Мощность дайки 30-40 м. По данным химического анализа, содержание меди в рудах достигает 35-44%, составляя в среднем 5%. Горными работами проявление прослежено по простиранию на 100 м; по данным магнитной съёмки протяжённость может достигать 1 км.

Многочисленные пункты вкрапленной халькопиритовой минерализации в песчаниках преимущественно керносской, реже бутонской свиты. Они сгруппированы в три зоны. В бассейне р. Молмыс на площади 130 км<sup>2</sup> сконцентрированы 14 пунктов минерализации с неуста-

новленными концентрациями меди. Проявления и пункты минерализации меди (IV-1-25, IV-2-5,6,8), расположенные в верховьях р. Чикман (Заболотное прогнозируемое рудное поле - 4), характеризуются концентрациями меди в кварцевых песчаниках до 0,7%. Пункты минерализации меди выявлены также в верховьях р. Яйвы (II-1-19; II-2-5,7,8).

Пункты халькопиритовой минерализации магматического типа медно-никелевой рудной формации эпизодически отмечаются в породах усьвинского габбро-долеритового и кусьинского пикрит-эссекситового комплексов. Концентрация меди достигает 0,5%. Практического интереса эта рудная формация не представляет.

Пункты минерализации меди (Усть-Полуденное прогнозируемое рудное поле - 3) в породах трахибазальтово-щёлочно-ультраосновного состава (IV-1-31,33, IV-2-10,11) установлены в верховьях руч. Полуденный. Они отнесены к карбонатитовой рудной формации. Концентрация меди достигает 0,3%. Карбонатиты, выделенные в составе керносской свиты, слагают преимущественно субпластовые тела, распространённые на площади около 8 км<sup>2</sup>.

К медно-колчеданной рудной формации отнесен пункт минерализации на левобережье р. Большая (IV-4-17). Минерализация с содержанием меди до 0,1% приурочена к метабазальтам пальничинской свиты средне-верхнего ордовика.

Пункты минерализации меди предположительно стратиформного типа отмечены на левобережье р. Тыпыл в зоне влияния Тылайско-Промысловского разлома в хлорит-слюдисто-кварцевых сланцах (III-4-4), содержащих до 0,1% меди, и в расположенных в истоках р. Самотойной минерализованных доломитах доломитовой толщи (IV-4-11), где концентрация меди достигает 0,3%.

**Свинец.** Выделено 11 пунктов минерализации свинца, отнесенных с определенной долей условности к стратиформному и гидротермальному генетическим типам. Пункт минерализации свинца (I-4-1) предположительно стратиформного типа, отнесённый к свинцово-цинковой формации, обнаружен А.Я.Рыбальченко [112] в породах известняковой толщи среднего-верхнего ордовика в верховьях р. Улс (Улсовское рудное поле – 6). В гидротермально изменённых известняках концентрация свинца достигает 0,3 %, меди – 0,02 %, цинка – 0,3 %. Проявление находится в зоне влияния Тылайско-Промысловского разлома.

Пункт минерализации свинца (IV-1-29) предположительно гидротермального типа отмечен Л.В.Григорьевым [78] в бассейне р. Полуденная (Полуденное прогнозируемое рудное поле - 3). Он приурочен к зоне разлома, по которому породы керносской свиты взброшены на породы старопечненской свиты. В сульфидизированных терригенных породах установлена высокая (0,3%) концентрация свинца и повышенная - меди. Ряд пунктов минерализации свинца гидротермального типа с содержаниями до 0,1% выявлен в терригенных породах муравьиной, усь-

винской, койвинской, керносской, вильвенской и афонинской свит, а также в метагаббродолеритах кваркушского комплекса (I-4-10).

В верховьях р. Самара в пределах распространения карбонатных пород франского и фаменского возраста (саргаевская – литвинская свиты объединённые) авторами отчета выявлена комплексная биогеохимическая аномалия (III-1-11) свинца интенсивностью 0,03–0,05 %, а также молибдена, кобальта, иттрия, вольфрама, серебра, меди, цинка.

**Цинк.** Выявлено одно проявление и 5 пунктов минерализации цинка, отнесенных предположительно к стратиформному и гидротермальному генетическим типам.

Проявление и пункты минерализации стратиформного типа сконцентрированы западнее Луговского тектонического блока и выделены в Луговское рудное поле - 8. Все они приурочены к породам известняковой толщи ( $O_{2-3c}$ ). Пространственно к этому же полю тяготеют повышенные содержания свинца. Проявление вкрапленной пирит-сфалеритовой минерализации выявлено Б.В.Клименко [93] в верховьях руч. Сухой Тыпылец (III-3-19, 20) в породах известняковой толщи. Характеризуется концентрациями цинка до 0,7 %. Условно оно отнесено к стратиформному типу, однако в корах выветривания по известнякам и доломитам, помимо сфалерита и пирита, определены минералы, свойственные для интрузивных пирокластитов ультраосновного состава – весовые концентрации пироксена, хромита, лимонита, гематита, магнетита, ильменита при высокой встречаемости граната, эпидота, амфиболов, турмалина, сфена, соссюрита, хлорита; в единичных пробах определены хромшпинелиды и оливин. Не исключено, что пирит-сфалеритовая минерализация сопровождается не установленные к настоящему времени трещинные тела потенциально алмазоносных интрузивных пирокластитов.

Пункты минерализации цинка (I-1-9, II-1-4,13,16), характеризующиеся наличием редкой вкрапленности сфалерита в песчаниках керносской, кадьинской и бутонской свит, выявлены в бассейне рек Яйва и Молмыс и отнесены к гидротермальному генетическому типу.

**Никель.** Дуниты качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, залегающие на междуречье р. Бол. Косьва – Тылай (III-4-13,15, IV-4-4,8), по данным Б.К.Ушкова [124], характеризуются высокими концентрациями никеля (0,006 – 0,7%) и хрома (до 1%).

Пункт минерализации никеля гидротермального типа (IV-3-25) отмечены на г. Растёсский Камень [124], где в изменённых и сульфидизированных конгломератах усъвинской свиты установлены концентрации никеля до 0,1%.

**Кобальт.** Шлихогеохимический поток рассеяния кобальта, никеля, ванадия и молибдена (II-1-3) выявлен В.Н.Плотниковым [109] в пролювии ручья Ленёвка. Пункт минерализации кобальта гидротермального типа выявлен на междуречье Сухая Кырья – Каменка – Тулумка (IV-3-10), где в изменённых песчано-глинистых сланцах вильвенской свиты в зоне влияния субмеридианального разлома установлены концентрации кобальта до 0,03-0,1% [124]. Высокие кон-

центрации кобальта – >0,3% - выявлены на правом берегу р. Чикман в эндоконтакте тела эссексит-долеритов кусьинского пикрит-эссекситового комплекса (IV-1-9).

**Молибден.** Молибденовая минерализация характеризуется очень широким распространением, но низкими концентрациями. Целенаправленные поисковые работы на молибден не проводились. Исходя из имеющейся информации преимущественно геохимического характера, выделены прогнозируемые Бурнимский рудный узел (III.0.I), Плясовское (III-0.0.1) и Усть-Самарское (III-0.0.2) рудные поля.

В целом прогнозируемые рудные узлы и поля входят в прогнозируемую Чикман-Кваркушскую молибден-вольфрамовую минерагеническую зону (III), имеющую северо-восточное простирание. Зона контролируется серией малоамплитудных разрывных нарушений и, кроме того, пространственно тяготеет к надинтрузивной зоне предполагаемых массивов кислого состава, не выходящих на эрозионный срез.

Минерализация приурочена к породам среднего рифея (муравьинская свита  $R_{2mg}$ ), верхнего рифея (усьвинская свита ( $R_{3us}$ ), нижнего венда (такатинская  $V_{1tk}$ , вильвенская  $V_{1vl}$ , першинская  $V_{1rg}$  свиты) и нижнего карбона (кадьинская толща  $C_{1kd}$ ). Кроме того, отмечена молибденовая минерализация до 0,05 % (III-4-12) в дайках кварцевых сиенитов кривинского габбро-гранитоидного комплекса верхнего ордовика. Минеральная форма молибденовой минерализации, как правило, не установлена и только в корках выветривания филлитов муравьинской свиты А.Я. Рыбальченко [112] установлен молибденит.

Бурниминский прогнозируемый рудный узел расположен в междуречье Яйва-Бурнима-Тыпыл. К нему приурочен обширный первичный ореол молибдена (I-3-6) площадью около 170 км<sup>2</sup>, охватывающий три пункта минерализации (I-3-4; II-2-1; II-3-2) с содержанием молибдена до 0,01 % и 26 точечных литогеохимических аномалий интенсивностью до 0,001 %. Приурочена молибденовая минерализация к окварцованным, карбонатизированным и альбитизированным породам усьвинской, першинской и вильвинской свит.

В верховьях р. Яйва (II-3-2) по скважинам авторами отчета установлена кварц-карбонатная прожилково-жильная зона субмеридионального простирания мощностью до 800 м в породах першинской свиты с содержанием молибдена до 0,01 %. Повышенная концентрация молибдена (до 0,1 %) выявлена Г.А. Виллером [74] в кварцитовидных песчаниках керносской свиты на правом берегу р. Яйва (II-1-14) в пределах прогнозируемого Плясовского рудного поля (III.0.0.1).

Представляет интерес также пункт минерализации на правом берегу р. Кадь (III-1-4). Здесь при проведении маршрутов в песчаниках кадьинской свиты нижнего карбона по данным полуколичественного спектрального анализа встречено повышенное содержание молибдена до 0,1 %. Возможно, это результат гидротермальной переработки, связанный с коллизионным эта-

пом активизации, или же это стратиформный тип молибденовых руд, аналогичный южно-китайскому черносланцевому [10].

**Вольфрам.** Является одним из наиболее распространенных полезных ископаемых. В пределах исследуемой территории выявлено 12 проявлений вольфрама с содержанием, по данным химического анализа, от 0,07 до 0,7 %, 18 пунктов минерализации и 4 шлихогеохимических потока рассеяния. Они сосредоточены в пределах четырех прогнозируемых рудных полей: Абийского (Ш.0.0.3), Молчанского (Ш.0.0.4), Кваркушского (Ш.0.0.5) и Пожвинского (Ш.0.0.6).

Рудные объекты промышленного ранга в их пределах не установлены, возможно, по той причине, что специализированные поисковые работы на вольфрам, а также на молибден, не проводились.

Рудные поля входят в Чикман-Кваркушскую молибден-вольфрамовую минерагеническую зону (Ш), которая, видимо, контролируется сетью малоамплитудных разломов северо-восточного простирания и пространственно тяготеет к надинтрузивной зоне не выходящих на эрозионный срез массивов мойвинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса.

Повышенные концентрации вольфрама установлены в терригенных породах различного возраста – от среднего рифея до среднего девона, что предполагает палеозойский (герцинский) возраст оруденения.

Минеральная форма вольфрамовой минерализации в большинстве проявлений и пунктов минерализации не установлена и только в пределах Пожвинского рудного поля в шлиховых пробах по рекам Нязъва и Сухой Тыпыл (I-4-30) встречен шеелит.

Абийское прогнозируемое рудное поле (Ш.0.0.3) выделено в ходе настоящих геологосъемочных работ. Располагается оно на водоразделе р. Кадь-Абия-Губь, пространственно тяготеет к зоне пересечения Молмыско-Чикманского надвига с малоамплитудными разломами северо-восточного направления.

В пределах его выявлено 6 проявлений (Ш-2-3, Ш-2-4, Ш-2-5, Ш-2-7, Ш-2-9, Ш-2-13) и 6 пунктов минерализации (Ш-1-7, Ш-2-2, Ш-2-5, Ш-2-8, Ш-2-10, Ш-2-12) вольфрама с содержанием, по данным химического анализа, от 0,03 % до 0,743 % (Ш-2-13). В минерализованных зонах совместно с вольфрамом отмечается повышенное содержание кобальта, никеля, меди, цинка, ванадия, свинца, молибдена, хрома, иттрия, иттербия, а в углистых песчаниках и сланцах бутонской свиты содержание платины достигает до 1,08 г/т, золота до 0,07 г/т.

Вольфрамовая минерализация приурочена к окварцованным песчаникам бутонской и керносской свит.

Пожвинское прогнозируемое рудное поле выявлено в низовьях р. Пожва и в верховьях р. Тыпыл [112]. Высокие, до 0,1% (по данным ПКСА), концентрации вольфрама установлены в измененных доломитах и известняках ордовика-силура (I-4-19,27,33,34) и в хлорит-слюдисто-

кварцевых сланцах среднего рифея муравьинской свиты (I-4-20,37). В качестве контролирующих факторов следует рассматривать разрывные нарушения северо-восточного и широтного направления и апикальный выступ гипотетической гранитной интрузии.

В верховьях р. Чикман в окварцованных песчаниках керносской свиты нижнего венда Л.В.Григорьевым [78] и авторами отчета установлены высокие, до 0,084%, концентрации вольфрама (IV-1-16; 20). Эти пункты минерализации группируются в прогнозируемое Молчанское вольфраморудное поле, также предположительно связанное с апикальным выступом гранитоидной интрузии.

В пределах Кваркушского прогнозируемого рудного поля установлены [112] единичные высокие (до 0,7%) концентрации вольфрама в изменённых метагаббро-долеритах Кваркушского комплекса (I-4-4). Видимо, метагаббро-долериты явились геохимическим барьером для гидротермальных растворов.

### Редкие и рассеянные элементы

**Тантал, ниобий.** На правом берегу р. Тылай В.Б. Клименко [93] выявил прогнозируемое Северо-Тылайское тантал-ниобиевое рудное (9) поле протяженностью около 8 км, тяготеющее к субмеридианальному Тылайскому разлому.

Тантал-ниобиевая минерализация (III-4-2,3,7,8,9) приурочена к серии даек кварцевых сиенитов второй фазы кривенского габбро-гранитоидного комплекса, прорывающих породы пальничинской свиты (O<sub>2-3</sub>рп). Мощность даек изменяется от 15 до 180 м при протяженности первые сотни метров.

Содержание тантала в кварцевых сиенитах достигает – 0,0029 %, ниобия – 0,075 %, церия – 0,1 %, что по современным кондициям, не позволяет считать их рудой. Отмечается также повышенное содержание циркония, кадмия, церия, свинца, олова, молибдена и лантана.

**Иттрий, иттербий.** Наиболее высокие содержания иттрия приурочены к прогнозируемому Расстескому редкоземельному рудному полю (IV-3-17,19,20,23), имеющему протяженность более 12 км. Открыты все они Б.К.Ушковым в 1970 г. [124]. Иттриевая минерализация с содержанием от 0,006 до 0,08 % приурочена к гидротермально измененным породам вильвенской свиты и нередко тяготеет к гематит-магнетитовым рудам. Высокие концентрации иттрия определены Б.К. Ушковым [124] также в районе р. Бол. Косьва в метабазабазальтах пальничинской свиты (IV-4-9), в дайке кварцевых сиенитов кривинского комплекса (IV-4-15) и в брекчированных известняках и доломитах доломитовой толщи (IV-4-18). Наряду с иттрием отмечается повышенное содержание иттербия, бериллия, стронция, ванадия, свинца, золота и меди.

**Галлий.** Высокие концентрации галлия (0,01 %) промышленного уровня выявлены Б.К.Ушковым (124) в углистых сланцах вильвенской свиты на северном фланге Ослянского железорудного проявления (IV-3-16); повышенные, до 0,007-0,01 %, концентрации – на левобережье р. Бол.Косьва и на междуречье рек Бол.Косьва – Кырья (IV-4-3, 21).

### Благородные металлы

**Золото.** Редкие знаки золота (I-4-15, 14, 26) установлены А.Я.Рыбальченко [112] в метаморфических породах муравьинской свиты в бассейне р. Пожва (Нязьвинское рудное поле); в верховьях р. Пожва выявлена непромышленная россыпная золотоносность (I-4-15, 24). Разрозненные зоны кварцевых прожилков в терригенных породах керносской и старопечнинской свит с концентрациями золота 0,1-0,2 г/т закартированы в бассейне р. Чикман (IV-1-5, 6, 7, 15, 24, 26, 27). Максимальные концентрации золота (16,8 г/т) и серебра (778,4 г/т) выявлены в бассейне р.Полуденная [78] в маломощной (0,4 м) кварцевой жиле (IV-1-30). Пункты минерализации и проявления золота в бассейне р. Чикман концентрируются в пределах серии тектонических пластин примыкающих к Язьвинско-Кадьинскому надвигу и выделены авторами в Шелудякское (12) рудное поле.

В бассейне р.Кырья в [124] в пределах развития пород усьвинской и вильвенской свит, разбитых серией меридиональных тектонических нарушений, встречены зоны окварцевания и маломощные (до 0,9 м) кварцевые жилы и прожилки с содержанием золота от 0,3 до 3,9 г/т (IV-3-13, 14, 22, 26). Отнесены они, с большой долей условности, к прогнозируемому рудному полю Сухая Кырья (13).

**Платина.** Исследуемая территория характеризуется наличием трёх генетических типов платиноносных образований: платиноносных дунитов (магматический тип), связанных с ними отработанных платиновых россыпей (россыпной тип) и древних, вендского возраста, платиноносных углистых сланцев (стратиформный тип).

В пределах площади выделен Сосновский массив с платино–хромитовым магматическим типом оруденения [86]. Во вмещающих дунитах платина находится в рассеянном виде и имеет комковатую, каплевидную, изометричную форму; повышенные содержания её приурочены к крупнокристаллическим разностям, обогащенным хромшпинелидами. Неоднократное опробование дунитов Сосновского Увала [93] показывало содержание платины в них от 20 до 69 мг/т (в отдельных точках – до 900 мг/т).

Месторождений магматического типа, связанных с дунитами качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, на изучаемой территории не известно в силу низких содержаний платиноидов, зато при их размыве образовался ряд промышленных россыпей.

Платиноносные россыпи бассейна верхнего течения р. Косьвы открыты в середине 19 столетия. Добыча платины попутно с золотом началась с 1840 г. Одновременно велись поисковые работы и к 1894 г. были выявлены почти все россыпи, в том числе и наиболее богатые, в долине р. Тылай и его левого притока р. Бол. Сосновки (3). Интенсивная добыча металла начинается с 1870 г., когда спрос и цены на платину значительно возросли. Крупные по объему горной массы россыпи эксплуатировались драгами, мелкие, но зачастую очень богатые – старателями. Основные запасы платины были сосредоточены в русловых и террасовых отложениях р. Тылай в его нижнем течении (III-4-17) и р. Косьвы к юго-востоку от устья р. Кырьи (IV-4-1). Платина приурочена к приплотиковой части разреза мощностью 0,5-2,5 м, содержание ее достигает 30-400 мг/м<sup>3</sup>. Для этих россыпей характерна значительная протяженность и выдержанное строение разреза на непромышленные галечники (торфа) и маломощный продуктивный горизонт.

Россыпи притоков рек Косьва и Тылай имели протяженность не более 1,5 км, ширину до 50 м, мощность до 2 м и высокое содержание платины (200-400 мг/м<sup>3</sup>). Наиболее продуктивными россыпями этого типа были ручьи Богатый Лог, Мулычевка, Глубокая, Мал. Сосновка, Бол. Сосновка [124]. В последней встречались самородки платины весом 5-30 г, самый крупный достигал 240 г. Повсеместно с платиной встречается золото, содержание которого составляет 1,5-4% от общей массы металла в шлихе.

К настоящему времени все россыпи с промышленными концентрациями отработаны старателями и дражным способом. Однако существует мнение [125], что затронутые эксплуатацией площади с оставшимися неотработанными участками перспективны на расширение контуров, в том числе за счет террас высокого уровня. К этому следует добавить, что реальна и вторичная переработка отвалов отработанных россыпей.

Платиноносность черносланцевой толщи бутонской свиты ( $V_{1bt}$ ) на исследуемой площади авторами отчета установлена впервые. По аналогии с Южно-Китайскими месторождениями, их можно отнести к стратиформному типу [10]. Единственным и существенным отличием является отсутствие значимых содержаний никеля и молибдена в черносланцевых породах бутонской свиты.

В настоящее время выявлено 9 пунктов минерализации платины. Располагаются они в бассейне рек Кадь, Губь и Яйва, образуя субмеридиональную зону протяженностью более 26 км при ширине порядка 8 км и тяготея к выходам черносланцевой толщи бутонской свиты нижнего венда. На минерагенической схеме эта зона отнесена к прогнозируемому Губьинскому платиноносному рудному району и входит в прогнозируемую Косьвинско-Молмыскую платиноносную минерагеническую зону, уходящую за пределы исследуемой территории.

Платиновая минерализация встречается в породах бутонской свиты как в обнажениях по реке Губь (II-2-3, 4, 10, 11, 12) так и в скважинах (III-2-1, 6), пройденных на водоразделе между реками Губь, Кадь. Содержание платины в породах бутонской свиты изменяется от 0,2 г/т до 1,7 г/т с преобладанием значений порядка 0,6 г/т. Наиболее высокие содержания платины тяготеют к приконтактной части нижней сланцевой и верхней песчано-алевритовой толщи бутонской свиты.

Мощность рудных тел в настоящее время достоверно не установлена в связи с ограниченным объемом опробования на платиноиды. Единственно можно сказать, что по скважине №14 (III-2-6) в интервале 10-18 м в ритмично переслаивающихся углистых сланцах и песчаниках бутонской свиты содержание платины изменяется от 0,4 г/т до 1,08 г/т, составляя в среднем около 0,7 г/т.

В скважине №19 (III-2-1) платина встречается в интервале 6-24 м; мощность пласта при залегании  $60^\circ$  к оси керна составит около 14 м. Содержание платины от 0,3 г/т до 1,7 г/т; в интервале 22-23 м, где встречено наиболее высокое содержание платины до 1,7 г/т, вскрыты черные, темно-серые сланцы с линзовидными прослойками пиритовой мелкокристаллической минерализации. В этом же интервале по данным химического анализа отмечается повышенное содержание вольфрама до 0,05%, меди – 0,053% и цинка – 0,035%. Кроме того, в целом по площади в платиноносных сланцах встречается повышенное содержание ванадия, никеля, кобальта, титана, вольфрама, молибдена, меди и цинка, однако устойчивой корреляции платины с этими элементами не наблюдается. Минеральная форма платиновой минерализации не установлена. Отсутствие минералов платиноидов в шлиховых пробах в пределах распространения пород бутонской свиты, скорее, свидетельствует о тонкодисперсном характере минерализации.

Химико-спектральное определение платины проведено в ОАО “Уральская Центральная лаборатория”.

Без сомнения, выявленная платиновая минерализация заслуживает дальнейшего изучения. Возможно, на изученной территории на первое место может выйти не платиновая, а никелевая и молибденовая минерализации. Полиметаллическая, золоторудная или вольфрамовая минерализации, как это наблюдается на месторождениях Южного Китая, Полярного Урала, Польши, Германии, Канады и США [10].

## **Неметаллические ископаемые**

### **Драгоценные камни**

*Алмазы* являются профилирующим полезным ископаемым.

На изучаемой территории в настоящее время известны только алмазные россыпи, тем не менее по ряду косвенных признаков авторы отчета прогнозируют наличие коренных источни-

ков, находящихся в непосредственной близости от известных россыпей. В связи с этим Восточная и Западная алмазоносные минерагенические зоны и выделенные в пределах их узлы и рудные поля в большинстве случаев являются едиными как для известных россыпей, так и для прогнозируемых коренных источников.

### Россыпи

Россыпи алмазов сконцентрированы в пределах Восточной и Западной минерагенических зон [70]. В пределах Восточной зоны установлены непромышленные россыпи р. Тыпыл (Ш-3-3, 7, 10) и ряд ложковых россыпей (Ш-3-18, 22; Ш-4-19 и др.) с концентрациями алмазов от 0,21 до 0,39 мг/м<sup>3</sup>. Лишь в россыпи правого отрожка р. Сухой Тыпылец (Ш-3-18) концентрации достигают 1,42 мг/м. Наименьшие концентрации алмазов – 0,04 мг/м<sup>3</sup> - установлены в аллювии р. Косьвы. Средний вес алмазов колеблется в пределах 21-105 мг, преобладают полные кристаллы; преимущественно это додекаэдры, присутствуют октаэдры, октаэдрониды и комбинированные формы. По цвету резко преобладают бесцветные кристаллы, на участке Сухой Тыпылец значительное количество составляют жёлтые кристаллы.

Западная алмазоносная зона охватывает фрагменты долин рек Молмыс, Кадь, Чикман (с притоком р. Сюзь). Прямым опробованием на алмазы [72, 73] установлена невысокая алмазоносность этих рек. Так, в бассейне р. Молмыс средние содержания в русле, пойме и I террасе составляют 0,37-1,33 мг/м<sup>3</sup> (I-1-1, 2, 3, 4, 12).

В долине р. Кадь выявлены две непромышленные россыпи алмазов [134]. Верхняя по течению россыпь (Ш-1-8) охватывает меридиональный отрезок долины длиной 9,6 км, при среднем содержании алмазов 0,27 мг/м<sup>3</sup>; прогнозные ресурсы категории P<sub>1</sub> - 607,8 г. Нижняя россыпь (Ш-1-2), имеющая длину 6,4 км, лишь частично входит в исследуемую территорию; она характеризуется прогнозными ресурсами категории P<sub>1</sub>, равными для всей россыпи 6070 г алмазов при среднем содержании 0,76 мг/м<sup>3</sup>.

Общая протяженность Чикманской алмазоносной россыпи – единственного промышленного объекта, охваченного настоящими работами, - составляет более 20 км. В пределах листа О-40-V расположено ее юго-восточное окончание длиной 4,8 км (IV-1-14), характеризующееся относительно невысокими концентрациями алмазов в аллювии – от 2,9 до 5,2 мг/м<sup>3</sup> и ресурсами по категории P<sub>2</sub>, равными 39510 карат [72]. Протяженность непромышленной россыпи р. Сюзь (левого притока р. Чикман) составляет 2,5 км (IV-1-23), содержание алмазов в среднем составляет 2,09 мг/м<sup>3</sup> при среднем весе алмазов 13,3 мг/м<sup>3</sup>.

## Прогнозируемые коренные источники

Из большого числа точек зрения на происхождение алмазных россыпей Западного Урала наибольшим распространением пользуются две гипотезы. Согласно одной из них, алмазы в современный аллювий поступали из древних промежуточных коллекторов, среди которых предпочтение отдаётся терригенным породам керносской свиты венда и такатинской свиты среднего девона. Несмотря на многолетнее изучение, промышленных концентраций алмазов в терригенных породах этих свит не выявлено.

Другая точка зрения подразумевает поступление алмазов в палеоген-неогеновые и четвертичные отложения непосредственно из магматических источников, часть которых находится вблизи разведанных россыпей или в их пределах. Поиски кимберлитоподобных пород на Урале велись давно, с 40-х годов, когда были найдены первые алмазы. На их наличие указывают шлиховые потоки рассеяния таких минералов, как ильменит, хромит, пироксенит, гранат (пироп), хромдиопсид, единичные находки оливина и муассanita. По нашему мнению, коренные источники алмазов до настоящего времени не выявлены по той причине, что объектами поисков были гипотетические тела кимберлитов, - кстати, так и не обнаруженные. Иной подход к проблеме позволяют сделать геологические исследования, проведённые в 1997 – 2001 годах в районе промышленных россыпей алмазов реки Вишера, где были выявлены сложные по конфигурации рвущие тела пород ультраосновного состава, брекчиевой текстуры, не сцементированные лавой, а имеющие туфовую консистенцию – так называемые туффизиты или интрузивные пирокластиты.

Туффизиты оказались весьма трудно диагностируемыми породами ввиду того, что до 90 % объёма рвущих тел нередко представлено обломками (ксенолитами) вмещающих пород, а связующая масса – ультраосновными туфобрекчиями (собственно туффизитами), способными в кратчайшее время замещаться глинистыми минералами, хлоритом и серицитом.

Достоверных туффизитов на исследуемой территории не установлено. Однако авторы предполагают, что депрессионные зоны, широко распространенные в пределах известных россыпей, выполнены туффизитами в различной степени перемытыми в неогеновое время. На геологической карте они показаны нерасчлененными образованиями наурзумской свиты и каракольской серии.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Исследуемая территория находится в пределах Западно-Уральской мегазоны Уральской минерагенической провинции; восточная часть листа охватывает фрагмент Центрально-Уральской мегазоны. Несмотря на отсутствие выявленных рудных объектов промышленного ранга, она характеризуется высокой сложностью минерагенического районирования, обусловленной, в свою очередь, многостадийностью формирования геологического строения: на территории выделено 4 минерагенические зоны, подразделяющиеся на 15 рудных районов, узлов и полей. Кроме того, вне минерагенических зон выделен один рудный узел и 12 рудных полей. Анализ геологического строения и размещения месторождений и проявлений полезных ископаемых позволил выявить в пределах листа О-40-V две алмазоносные минерагенические зоны – Западную и Восточную [87], прогнозируемые Чикман-Кваркушскую молибден-вольфрамовую и Косьвинско-Молмысскую платиноносную зоны.

К Западной и Восточной зонам приурочены россыпные месторождения и проявления алмазов и шлиховые ореолы минералов, указывающих на возможную близость коренных магматических источников алмазов

Чикман-Кваркушская зона охватывает многочисленные проявления и пункты минерализации вольфрама и молибдена, предположительно связанные с нескрытой гранитоидной интрузией.

Прогнозируемая Косьвинско-Молмысская платиноносная минерагеническая зона (II Pt) охватывает территорию, в пределах которой распространены потенциально платиноносные породы бутонской свиты.

К Сосновскому платиноносному рудному узлу отнесены выходы интрузивных пород Качканарского дунит-клинопироксенит габбрового комплекса с платиновой, никелевой и хромитовой минерализацией, а также площади распространения отработанных россыпей платины, генетически связанных с этим комплексом.

В истории геологического развития региона выделяется ряд минерагенических эпох, связанных со стратиграфическими подразделениями и магматическими комплексами. В пределах Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости только в венде выделяются три металлогенических эпохи.

В период формирования вильвенской свиты существовали условия, способствовавшие образованию гематит-магнетитовых руд вулканогенно-осадочного генезиса. Бутонская терригенно-черносланцевая свита характеризуется наличием стратиформной платиновой минерали-

зации. Керноская свита, представленная преимущественно терригенными породами, содержит потенциально алмазонасные вулканиты трахибазальтово-щелочно-ультраосновного состава.

В течение среднего-верхнего ордовика сформировалась известняковая толща, характеризующаяся наличием стратиформной свинцово-медно-цинковой минерализации.

Позднеордовикская минерагеническая эпоха завершилась, очевидно, внедрением крупных не выходящих на поверхность массивов Мойвинского гранодиорит-гранит-лейкогранитового комплекса, с гидротермальными системами которых авторы связывают широко распространенные проявления вольфрамовой, молибденовой, медной, полиметаллической и золоторудной минерализации.

Однако авторы, учитывая высокие (до 0,1%) содержания молибдена (III-1-4) в породах кадынской толщи нижнего карбона авторы, в большей степени склонны считать, вслед за И.И. Чайковским [61], возраст гипотетических массивов нижнекарбовым,

Вместе с тем, ввиду отсутствия в легенде Пермской серии более молодых комплексов возраст гипотетических массивов принят верхнеордовикским.

В пределах Пальничинско-Тылайской подзоны Тагил-Магнитогорского прогиба позднеордовикская минерагеническая эпоха проявилась внедрением платиноносного Качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. С дайками кварцевых сиенитов верхнеордовикского Кривинского габбро-гранитоидного комплекса связаны повышенные концентрации тантала, ниобия, молибдена и иттрия, а в вулканогенной части разреза Пальничинской свиты (O<sub>2-3</sub>pn) отмечается повышенное содержание меди возможно медно-колчеданной рудной формации.

### **Рудоконтролирующие факторы**

К металлогеническим факторам, контролирующим размещение полезных ископаемых, относятся картируемые объекты: стратиграфические и магматические подразделения, гидротермально изменённые породы, тектонические нарушения.

*Стратиграфический фактор* отчётливо проявлен в контроле гематит-магнетитового оруденения породами вильвенской свиты и в наличии повышенных концентраций платины в породах бутонской свиты. В остальных случаях он играет второстепенную роль.

*Литологический фактор* проявлен в приуроченности вкрапленной халькопиритовой и золоторудной минерализации к песчаникам керносской и бутонской свит, полиметаллической минерализации – к карбонатным породам. Проявления россыпной алмазонасности и ореолы минералов-спутников алмаза сосредоточены, в основном, в пределах распространения карбонатных пород.

Особо следует отметить приуроченность платиновой минерализации к углисто-глинистым породам бутонской свиты. В последние годы в различных регионах земного шара был открыт ряд однотипных большеобъёмных месторождений платины и платиноидов, приуроченных к толщам углисто-глинистых осадочных пород различного возраста [10]. Общей особенностью их геологического строения является наличие среди мощной толщи углисто-глинистых осадочных пород, содержащих умеренно повышенные концентрации платиноидов, тонких (десятки см) прослоев руд с высокими концентрациями.

*Магматический фактор* проявлен наличием рудной минерализации в интрузивных телах. В габбро-долеритах кваркушского и усьвинского комплексов отмечается медная и медно-никелевая минерализация, в кварцевых сиенитах кривинского комплекса – редкоземельная (преимущественно тантало-ниобиевая); для дунитов качканарского комплекса характерны повышенные концентрации платиноидов, никеля, хрома. Однако промышленного значения все эти проявления не имеют ввиду незначительных параметров рудоносных объектов и низких концентраций полезных компонентов.

*Гидротермально-метасоматический фактор* играет ведущую роль в металлогении района. Многочисленные проявления, ореолы и потоки рассеяния вольфрама, молибдена, золота, редкоземельных элементов и полиметаллов, обширные зоны альбитизации и локальные – грейзенизации, а также обширная отрицательная аномалия силы тяжести указывают на наличие на глубине крупного гранитоидного очага. Существование его предполагалось и ранее, но на более ограниченных участках – при изучении Н.П.Старковым [5] зон альбитизации хребта Кваркуш и на основании проведённой Н.Г.Берлянд [1] интерпретации гравиметрических аномалий, однако сопоставление металлогенических факторов с контурами зон изменения и с геофизическими аномалиями проводится впервые. Гранитоидный массив отрисован по обширной слабо-контрастной отрицательной аномалии силы тяжести, вытянутой в С-СВ направлении от р. Чикман до р. Пожва и далее на северо-восток. Гипотетическая интрузия по аналогии с близлежащими массивами отнесена к мойвинскому комплексу, однако в действительности возраст её может быть значительно моложе – вплоть до нижнего карбона, т.к. аномалии вольфрама и молибдена установлены в пределах развития каменноугольных отложений. Выходы гранитов известны северо-западнее площади на восточном замыкании гравиметрической аномалии в пределах Сакмаро-Лемвинской структурно-фациальной зоны; скорее всего, формирование интрузии произошло после консолидации европейской и азиатской плит и отчасти могло быть связано с коллизионными процессами.

До настоящего времени считалось, что гранитизация на западном склоне Урала проявлена весьма ограниченно и представлена единичными мелкими штокообразными телами. Проведённые исследования предполагают о более широкие масштабы этого процесса, что существен-

но повышает перспективность региона в целом на предмет обнаружения полезных ископаемых, связанных с гидротермальными процессами.

*Структурно-тектонический фактор* в сочетании с магматическим определяет размещение большинства полезных ископаемых района. На региональном уровне он контролирует положение минерагенических зон. В более детальном плане тектонические разломы контролируют размещение проявлений полезных ископаемых и прогнозируемых рудных полей. К числу наиболее важных структур относится Яйвинско-Кадьинский надвиг, контролирующей размещение потенциально алмазоносных объектов.

### **Поисковые признаки.**

Для выделения рудных полей и прогнозируемых месторождений, определения параметров и интенсивности оруденения широко использовались прямые и косвенные признаки полезных ископаемых.

*Прямые поисковые признаки.* Важнейшим поисковым признаком рудных месторождений является наличие рудных выходов - рудопроявлений и пунктов минерализации. В комплексе с другими он играет главную роль при прогнозировании рудных тел и месторождений. К прямым признакам относится наличие высоких концентраций платины в дунитах, халькопирита в песчаниках. Прямым признаком коренной алмазоносности служат находки алмазов в аллювии, сопряженные со шлиховыми потоками минералов-спутников алмаза.

*Косвенные поисковые признаки.* Первичные геохимические ореолы играют решающую роль при оконтуривании прогнозируемых рудных полей и подсчете прогнозных ресурсов. По результатам спектральных анализов выделено большинство прогнозируемых объектов Чикман-Кваркушской минерагенической зоны, среди которых наиболее крупными являются Бурнинский молибденовый узел и Абийское рудное поле.

Поисковым геофизическим признаком гематит-магнетитовых руд является их повышенная магнитная восприимчивость; Ослянское железорудное поле выделяется контрастной положительной магнитной аномалией.

Косвенными признаками, свидетельствующими о возможном наличии коренных алмазоносных объектов, служат локальные отрицательные аномалии силы тяжести, отвечающие, по аналогии с известными объектами, верхним (туффизитовым) частям диатрем, и локальные положительные магнитные аномалии слабой интенсивности в пределах распространения карбонатных толщ, предположительно связанные с корневыми частями потенциально алмазоносных тел, сложенных флюидизированными породами.

## Оценка перспектив района

По комплексной оценке металлогенических факторов и поисковых признаков выделяются четыре основных направления поисковых работ: поиски алмазов, молибден-вольфрамового оруденения, платиноидов и редкоземельных элементов иттриевой группы.

Перспективы молибденового и вольфрамового оруденения связаны с Чикман-Кваркушской минерагенической зоной (III-Мо, W), выделенной на основании совместного анализа результатов геофизических, геохимических, петрографических исследований и поисковых работ.

В качестве геологической модели прогнозируемых коренных алмазоносных образований рассматриваются тела интрузивных пирокластитов, формирующиеся при внедрении ультраосновной магмы в карбонатные толщи.

Перспективы обнаружения крупного платиноносного объекта стратиформного типа связаны с повышенными концентрациями платины в углисто-глинистых породах бутонской свиты. Не менее перспективным в поисковом отношении может оказаться стратиформная полиметаллическая минерализация (Улсовское рудное поле-6 и Луговское рудное поле-8) и гидротермальная медная минерализация (Заболотное рудное поле-4). Прогнозные ресурсы по этим рудным полям вынесены на схему прогноза полезных ископаемых.

**Молибден.** В пределах исследуемой территории не установлены промышленные молибденоворудные объекты, однако наличие в пределах нескрытой гипотетической гранитоидной интрузии (выделенной по гравиметрическим данным) обширных первичных гидро- и биохимических ореолов, литохимических потоков рассеяния и отдельных пунктов минерализации молибдена с высокими (до 0,1%) концентрациями позволяет предполагать наличие крупных невыявленных объектов. В районе прогнозируемого Бурнимского рудного узла (III.0.1) площадью 170 км<sup>2</sup>, наиболее насыщенного ореолами и пунктами минерализации молибдена, Н.П. Старковым по характеру вторичных изменений (альбитизация, мусковитизация, окварцевание) было предположено наличие крупной нескрытой гранитоидной интрузии, что не противоречит имеющимся геофизическим данным. При расчете прогнозных ресурсов ввиду отсутствия эталонного объекта использована методика экспертной оценки прогнозных ресурсов В.Т. Прокалова, согласно которой “наиболее оптимальные зоны развития молибденового оруденения находятся над гранитными куполами в их ближайшем экзоконтакте мощностью 300-400 м”. Запасы промышленного молибдена могут достигать 600 тыс. т. при содержании металла в рудах 0,08-0,12 %. Ввиду того, что промышленных молибденоворудных объектов на Западном Урале до настоящего времени не установлено, при оценке запасов использован понижающий коэффи-

циент 0,1; прогнозные ресурсы молибдена категории  $P_3$  по Бурнимскому рудному узлу составят 50 тыс.т.

Прогнозируемые рудные поля Плясовское (III.0.0.1) и Усть-Самарское (III.0.0.2) имеют гораздо меньшую площадь порядка - 35-48 км<sup>2</sup>. В пределах их встречены единичные пункты минерализации и точечные геохимические аномалии по коренным породам с содержанием молибдена (II-1-14, III-1-4) до 0,1 %.

Плясовское рудное поле приурочено к терригенным породам керносской и бутонской свит и пространственно тяготеет к надинтрузивной части предполагаемого гранитного массива. Прогнозные ресурсы молибдена по категории  $P_3$  в пределах Плясовского рудного поля составляют 5 тыс.т.

Усть-Самарское рудное поле находится в пределах распространения пород кадынской толщи нижнего карбона и достаточно далеко оторвано от гипотетического гранитного массива. С другой стороны оно приурочено к серии субмеридиональных разломов параллельных Язьвинско-Кадынскому надвигу. В пределах рудного поля выявлен один пункт минерализации с содержанием молибдена 0,1 % и ряд точечных геохимических аномалий в песчаниках и алевролитах кадынской толщи. Молибденовая минерализация отнесена к гидротермальному типу, хотя не исключено, что это может быть стратиформный тип – наподобие платиноносных Южно-Китайского или Канадского [10]. Прогнозные ресурсы Усть-Самарского рудного поля по категории  $P_3$  – 4 тыс.т.

Общие прогнозные ресурсы по категории  $P_3$  по изучаемой площади составляют 59 тыс.т молибдена.

**Вольфрам.** Выявлены 4 прогнозируемых вольфраморудных поля, расположенных в пределах единой крупной, выделенной по гравиметрическим данным, гипотетической интрузии кислого состава, вытянутой в северо–восточном направлении.

Наибольший интерес представляет Абийское рудное поле (III.0.0.3), расположенное на междуречье Кадь-Абия-Кедровая. По данным колонкового бурения 12 скважин глубиной до 36 м и по результатам опробования коренных выходов в глинистых породах бутонской и керносской свит установлены стабильно повышенные, до 0,37 %, концентрации вольфрама.

Из 300 проб, взятых из керна скважин с интервалом 1 м, в 19 пробах получены концентрации вольфрама  $\geq 0,01$  %, а в 6 пробах – промышленные концентрации от 0,13 % до 0,653 % (в среднем – 0,237 % вольфрама), что позволяет принять коэффициент рудоносности равным 0,01. Максимальная концентрация вольфрама (0,743 %) зафиксирована на левобережье р. Губь (III.2.13) в окварцованных песчаниках бутонской свиты (III-2-13). Высокие концентрации вольфрама в кернах скважин и в обнажениях сопровождаются повышенными концентрациями Cu, Co, Zn, V, Nb, Sc, Mo, Pb, Zr, Pt и реже - Y, Yb Au.

Расчет прогнозных ресурсов Абийского рудного поля выполнен на основании следующих отправных данных: площадь узла 95 км<sup>2</sup>, глубина подсчета 100 м, концентрации вольфрама  $C=0,237\%$  и  $K=0,01$ . Прогнозные ресурсы вольфрама категории  $P_3$  составляют 563 тыс.т.

В связи с тем, что крупных вольфрамородных объектов в пределах Центрально-Уральского поднятия не установлено, использован понижающий коэффициент 0,02; прогнозные ресурсы Абийского прогнозируемого рудного поля составят 28 тыс.т., что отвечает крупному месторождению.

Прогнозные ресурсы трех других прогнозируемых вольфрамородных полей рассчитаны по аналогии с Абийским рудным полем сообразно с их площадями и использованием понижающих коэффициентов.

Молчанское рудное поле (III.0.0.4) расположено в верховьях р. Чикман; в его пределах в окварцованных песчаниках керносской и старопечнинской свит установлены концентрации вольфрама до 0,7 %, сопровождающиеся повышением кобальта, меди, цинка. Прогнозные ресурсы  $P_3$  при  $K=0,05$  составляют 5,5 тыс.т. вольфрама.

Прогнозируемое Пожвинское вольфрамородное поле (III.0.0.6) расположено в бассейне р. Пожва и верхнего течения р. Тыпыл. Характеризуется высокими, до 0,1 %, концентрациями вольфрама в хлорит-слюдистых сланцах и в карбонатных породах, сопровождающихся повышенными содержаниями меди, цинка, молибдена, свинца. Прогнозные ресурсы  $P_3$  при  $K=0,05$  составляют 7 тыс.т. вольфрама.

В пределах прогнозируемого Кваркушского вольфрамового рудного поля (III.0.0.05), расположенного на левобережье р. Ольховка, повышенные, до 0,084%, концентрации вольфрама выявлены в эндоконтакте интрузии метагаббро-долеритов кваркушского комплекса. При  $K=0,02$  прогнозные ресурсы  $P_3$  составляют 2 тыс.т. вольфрама.

Общие прогнозные ресурсы вольфрама по категории  $P_3$  составят 42,5 тыс.т.

**Иттрий.** Высокие – до 0,1 % - концентрации иттрия зафиксированы в рудах и во вмещающих породах Ослянского железорудного поля [124], в пределах которого более локально выделено Растесское редкоземельное рудное поле. Для расчета прогнозных ресурсов использованы следующие отправные данные: мощность рудного тела – 1 м, протяженность, сообразно с протяженностью гематит-магнетитовых тел – 6 км, глубина подсчета – 100 м, минимально промышленная концентрация – 0,11 %, коэффициент рудоносности – 0,1. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  составят 210 т иттрия.

**Платина.** Перспективы обнаружения промышленных платиноносных объектов связаны, в первую очередь, с наличием повышенных концентраций платины в углисто-глинистых породах бутонской свиты. Согласно исследованиям Л.И.Гурской [10], в мировой практике известны сходные по геологическим условиям платинометалльные объекты нетрадиционного типа, при-

уроченные к черносланцевым толщам различного возраста. Это платинометалльные руды в медистых сланцах Польши, платиносодержащие никель-молибденовые руды Южного Китая, платиноносные сланцы Канады и США, платиноидно-золоторудные месторождения в углеродистых толщах Узбекистана, платиносодержащие урановые руды Северной Австралии, платино-металльно-уран-ванадиевые руды Южной Карелии и др. Для этих объектов установлена связь металлов платиновой группы с никеленосными, медноносными, золотоносными, ураноносными и ванадиеносными сланцами, которые, несмотря на разнообразие своих особенностей, обладают сходными элементами рудоформирования. Для всех объектов характерно наличие в пределах сланцевых толщ маломощных продуктивных горизонтов с богатыми рудами [10].

Расчеты прогнозных ресурсов платины выполнены двумя способами.

На исследуемой территории перспективы обнаружения платиноносных объектов промышленного ранга связаны с областью распространения черносланцевых пород бутонской свиты венда; эта область оконтуривается прогнозируемой Косьвинско-Молмысской платиноносной минерагенической зоной (II.Pt), в пределах которой выделен Губьинский платиноносный рудный район (II.1.Pt). Исходя из аналогии с зарубежными объектами, для всей минерагенической зоны в качестве отправных данных принято наличие двух выдержанных платиноносных пластов, мощностью по 20 см, с содержанием платины 50 г/т, протянувшихся с севера на юг через весь участок (80 км); угол падения пород 30°; глубина подсчета 100 м. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> при коэффициенте рудоносности K=0,2 составят 170 т. платины.

Другой вариант расчета ресурсов платины выполнен для прогнозируемого Губьинского платиноносного рудного района (II.1), входящего в состав Косьвинско-Молмысской минерагенической зоны. Площадь района составляет 40х6 км, максимальная мощность платиноносного пласта, вскрытого 35-метровыми скважинами – 6 м, концентрация платины – 1 г/т, коэффициент рудоносности – 0,05. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> составят 180 т.

### **Перспективы коренной алмазности**

*Алмазы.* В качестве геологической модели прогнозируемых коренных алмазных образований, по аналогии с расположенными севернее месторождениями бассейна реки Вишеры, рассматриваются тела интрузивных пирокластитов, формирующиеся при внедрении ультраосновной магмы в карбонатные толщи.

Оценка перспектив коренной алмазности исследуемой территории выполнена, в основном, на основании анализа минералогических признаков.

Несмотря на то, что доказанных трубок взрыва, сложенных ультраосновными породами, на исследуемой территории к настоящему времени не обнаружено, существование их, на взгляд

авторов, не подлежит сомнению. Для выявления участков, перспективных на наличие диатрем, использован комплекс признаков, включающий:

- минералогические признаки - наличие в шлиховых пробах минералов-индикаторов ультраосновных пород и, в частности туффзитов, описанных на севере Пермской области;

- геофизические – наличие локальных изометричных положительных магнитных аномалий незначительной интенсивности, локальных отрицательных аномалий силы тяжести;

- геоморфологические – локальные и линейные повышения мощности рыхлых отложений (по данным ВЭЗ и бурения), отвечающие эрозионно-карстовым депрессиям, и поля карстовых воронок.

Из приведенных признаков наиболее информативными являются минералогические. Они хотя и не указывают непосредственно местоположение объектов поиска, но позволяют уверенно оконтурить области сноса минералов-индикаторов и определить магматическую специализацию объектов поиска.

Шлиховые ореолы минералов-спутников алмаза и проявления россыпной алмазоносности сосредоточены в пределах выделенных А.М.Зильбельмарном [87] двух минерагенических зон: Западной (I.di) и Восточной (IV.di). Обе зоны имеют отчетливую субмеридиональную ориентировку, что позволяет предполагать наличие тектонического контроля.

Минерагенические зоны отличаются по набору минералов-спутников алмаза. Для Западной характерно наличие традиционных минералов кимберлитов: оливина, пирропа, хромшпинелида, ильменита (пикроильменита), пироксена, серпентина, ставролита, бурой слюды (флогопита), голубого турмалина. В пределах Восточной зоны, помимо перечисленных минералов-спутников, отмечается широкое распространение гематита, хромита и, главное, флоренсита – минерала, по Бетехтину – “очень редкого, характерного для мелких алмазных россыпей Бразилии”. Этот набор минералов характерен также для Колчимской алмазоносной площади, расположенной севернее исследуемой территории.

### **Западная минерагеническая зона (I.di)**

Западная зона (I.di), более крупная, помимо Чикманской россыпи охватывает промышленные россыпи р. Кадь, ряд находок алмазов в низовьях р. Молмыс и, что наиболее важно, расположенный севернее исследуемой территории узел россыпной и коренной алмазоносности в бассейне р. Вишера. В пределах этой зоны выделено два рудных узла (отнесенных к узлам ввиду их значительной площади: I.0.1 – Кадынский, I.0.2. – Чикманский и три рудных поля: I.0.0.1. – Нижнемолмыское, I.0.0.2. – Сирьинское, I.0.0.3. – Чердынское). Прогнозные ресурсы по ним рассчитаны на основе экспертной оценки.

**Чикманский рудный узел (I.0.2).** Наибольший интерес представляет Чикманский узел, охватывающий верховья одноименной промышленной россыпи и две эрозионно-карстовые депрессии – Сюзинскую и Сухинскую. Депрессионные зоны, учитывая опыт проведения поисковых работ в Вишерском районе, могут быть обусловлены развитием рыхлых глинистых алмазонасных туффизитов в последствии частично перемытых как в неогене, так и в четвертичное время.

Сюзинская депрессия менее перспективна; она дренируется по всей своей длине рекой Сюзь, аллювий которой характеризуется непромышленной алмазонасностью. Алмазонасность Сухинской депрессии, расположенной в бассейне одноимённого ручья, не изучалась, однако косвенные признаки свидетельствуют о ее высокой перспективности на обнаружение коренных алмазонасных объектов.

Глубина Сухинской депрессии, выделенной по данным ВЭЗ и электропрофилирования, может достигать 50-100 м [78]. Непосредственно в том месте, где тектонический элемент, по которому заложена восточная ветвь Сухинской депрессии, пересекает долину р. Чикман, начинается Чикманская россыпь.

Дренирующие депрессию ручьи Сухая и Каменка отличаются от всех прочих притоков р. Чикман высокими концентрациями лимонита и гематита (до 100 % тяжёлой фракции шлиха), что считается благоприятным признаком при поисках коренных источников алмазов. Такие минералы, как циркон, рутил, лейкоксен, турмалин, ильменит присутствуют повсеместно, иногда содержание их достигает 7 %; остальные минералы-спутники встречаются в редких зёрнах. На основании этого Сухинская депрессия выступает в качестве первоочередного объекта, перспективного на выявление коренных источников Чикманской россыпи.

Прогнозные ресурсы Чикманского узла категории  $P_3$  составляют 600 тыс. карат.

**Кадьинский рудный узел (I.0.1)** Выявленные в бассейне р. Кадь непромышленные россыпные проявления алмазов в сочетании с ореолами и потоками рассеяния минералов-спутников алмаза позволяют прогнозировать здесь наличие коренных источников алмазов.

Тяжелая фракция шлихов левых притоков р. Кадь представлена, в основном, ильменитом и цирконом. Постоянно присутствуют рутил (до 20 %), лейкоксен (до 18,71 %), хромит (до 9,3 %), гранат (до 17 %), монацит (до 25 %). Повсеместно в редких зернах и долях процента распространены гематит, лимонит, анатаз, магнетит, эпидот, моноклинный пироксен; спорадически появляются ксенотим, сфен, апатит, амфибол, брукит.

Прогнозные ресурсы Кадьинского алмазонасного рудного узла категории  $P_3$  составляют 350 тыс. карат.

**Чердынское рудное поле (I.0.0.3).** Породы, отвечающие по петрографическим и петрохимическим признакам туффизитам, были обнаружены в верховьях р. Чикман, где в песчаниках

керносской свиты венда при изучении шлифов авторами отчета, выявлены инъекции туфогенного материала ультраосновного состава. Алмазоносность их ввиду недостаточной изученности проблематична, однако в одной из скважин, вскрывших аллювий р. Чердынка, встречен осколок кристалла алмаза размером 0,85x0,7x0,45 мм. Обширный, до 7,5x3,5 км, ореол минералов-спутников алмаза, по которому выделено Чердынское рудное поле, характеризуется широким распространением пиропов, хлорит-серпентиновых обломков и высокими содержаниями (до 86% тяжёлой фракции) концентрациями пикроильменита, что позволяет предполагать наличие в пределах ореола не выявленных магматических источников алмазов.

Прогнозные ресурсы Чердынского алмазоносного поля категории P<sub>3</sub> составляют 150 тыс. карат.

**Нижнемолмыское (I.0.0.1) и Сирьинское (I.0.0.3) рудные поля.** На северо-западе территории в аллювиальных отложениях выявлен ряд ореолов и потоков рассеяния минералов-спутников алмаза. По наличию площадных ореолов пиропов лерцолитовой, алмазной и дунит-гарцбургитовой ассоциаций прогнозируются 2 алмазоносных рудных поля: Нижнемолмыское и Сирьинское. По минералогическим признакам они выглядят перспективными на предмет поиска коренных источников алмазов: помимо пиропов, в шлихах встречены зёрна алмаза и оливина. Возможные места локализации магматических источников алмазов – коренное ложе эрозионно-карстовых депрессий. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> Нижнемолмыского прогнозируемого поля составляют 100 тыс. карат, Сирьинского – 150 тыс. карат.

Особенность структурного положения северной части Западной минерагенической зоны состоит в том, что она находится на ЮВ продолжении зоны амплитудных разломов СВ (тиманского) направления, контролирующих размещение алмазоносных объектов Красновишерского алмазоносного района. В районе г. Красновишерска эта зона отчётливо выделяется градиентом поля силы тяжести; юго-восточнее, на исследуемой территории, градиент затухает. Находки алмазов и их спутников в бассейне р. Молмыс контролируется, по-видимому, пересечением этой структуры с субмеридиональной зоной разломов, определяющей алмазоносность Западной минерагенической зоны, также отображённой в поле силы тяжести.

### **Восточная минерагеническая зона (IV.di)**

Восточная минерагеническая зона в общих чертах совпадает с Улсовско-Тыпыльским синклиномом, сложенным карбонатными породами ордовикского и силурийского возраста, и уходит далеко за пределы изучаемой площади. В пределах зоны на листе О-40-V выделены Тыпыльский (IV.0.1) и Верхне-Косьвинский (IV.0.2) алмазоносные узлы, перспективные на обнаружение коренных источников алмазов вишерского типа.

Косвенными признаками коренной алмазности зоны является наличие непромышленных россыпей в бассейне рек Тыпыл и Косьва, а также многочисленных ореолов спутников алмазов, выявленных по шлиховому опробованию. Еще одним признаком коренной алмазности являются существенные отличия формы и цвета алмазов в близрасположенных мелких россыпях, что свидетельствует о разных питающих источниках.

Так, по кристаллографическим формам в пределах минерагенической зоны обычно преобладают додекаэдриды, однако по россыпи Богатого Лога значительный процент составляют неопределённые формы. По цвету резко преобладают бесцветные алмазы, но на участке Сухой Тыпылец значительное количество составляют жёлтые кристаллы.

**Верхне-Косьвинский алмазносный узел (IV.0.2).** В пределах Восточной минерагенической зоны наиболее перспективна на предмет обнаружения коренных источников алмазов и, в то же время, наименее опосредована южная часть зоны (Верхне-Косьвинский прогнозируемый алмазносный узел), где среди известняков выявлены шлиховые ореолы минералов-спутников алмаза. В верхнем и нижнем течении р. Берёзовки (шлиховые ореолы I-4-7, 16) они представлены гранатом, оливином, флоренситом и ставролитом, причём концентрации оливина достигают 1,8 % веса тяжёлой фракции. В бассейне р. Самотойная (ореол IV-4-10), кроме того, установлены моноклинный пироксен (до 88 %) и хромит (до 9,2 %). В аллювии левых притоков р. Косьвы – Сухой Кырьи, Берёзовки и Безымянной (ореол IV-3-2) - определены альмандин (до 11,7 % веса тяжёлой фракции), оливин (до 0,3 %) и редкие знаки ставролита.

Перечисленные минералогические признаки позволяют предполагать наличие в пределах Верхне-Косьвинского узла алмазносные магматические породы. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> составляют 450 тыс. карат.

**Тыпыльский алмазносный узел (IV.0.1).** Тыпыльский узел расположен севернее Верхне-Косьвинского и является фактически его продолжением.

Косвенным признаком алмазности узла является большое количество (более 10) находок единичных кристаллов алмазов и непромышленных россыпей р. Тыпыл и ее притоков, в том числе рек Берёзовка Фотиных, Сухой Тыпылец, Омutoшная и др.

Наличие спутников алмазов в р. Сухой Тыпылец, в том числе: хромшпинелидов (до 4,8 % от тяжелой фракции), альмандина, хромита, оливина и муассanita также с высокой степенью достоверности свидетельствует о наличии в непосредственной близости первоисточников алмазов.

Прогнозные ресурсы по категории P<sub>3</sub> составляют 300 тыс. карат.

Расчет прогнозных ресурсов коренных источников алмазов по алмазносным узлам и полям выполнен по методу аналогии с алмазносными объектами р. Вишера. Определенные параметры единичного коренного источника алмазов приняты следующие: площадь 1000x400

м, глубина подсчета – 50 м, минимально промышленная концентрация алмазов – 5 мг/м<sup>3</sup>, коэффициент рудоносности  $K=0,1-0,2$ . Далее по каждому конкретному участку определялось количество возможных объектов с учетом набора косвенных признаков, в том числе по данным электроразведки (ВЭЗ).

Общие запасы по коренным источникам по всем прогнозируемым рудным узлам и полям в пределах изучаемой территории по категории  $P_3$  составляют 2100 тыс. карат.

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Территория листа расположена в пределах Большеуральского бассейна (провинции) жильно-блоковых, жильно-порово-блоковых и пластовых вод, являющегося частью Таймыро-Уральского региона (системы бассейнов). Западная половина площади принадлежит Западно-Уральскому бассейну (XI-2Б) (подпровинции) пластово-блоковых напорных вод, центральная часть – Уральскому бассейну жильно-блоковых напорных вод (XI-2А) [рис. 4]

Наиболее важными факторами, определяющими гидрогеологические условия площади, являются литологический состав водовмещающих пород, тектоническое строение территории, наличие горноскладчатого рельефа и мощной речной сети, а также резко континентальный климат с суровой многоснежной зимой и относительно коротким, часто дождливым летом.

Ранее на площади специальных гидрогеологических исследований не проводилось. В процессе ГДП–200 Косьювской площади гидрогеологические наблюдения сводились к регистрации и опробованию естественных выходов подземных вод на поверхность. Цель произведённых работ – выяснение характера и типа вод, распространенных на площади, а также выявление гидрогеохимических аномалий, связанных с рудными зонами. Выявленные гидрохимические ореолы молибдена и цинка показаны на карте полезных ископаемых.

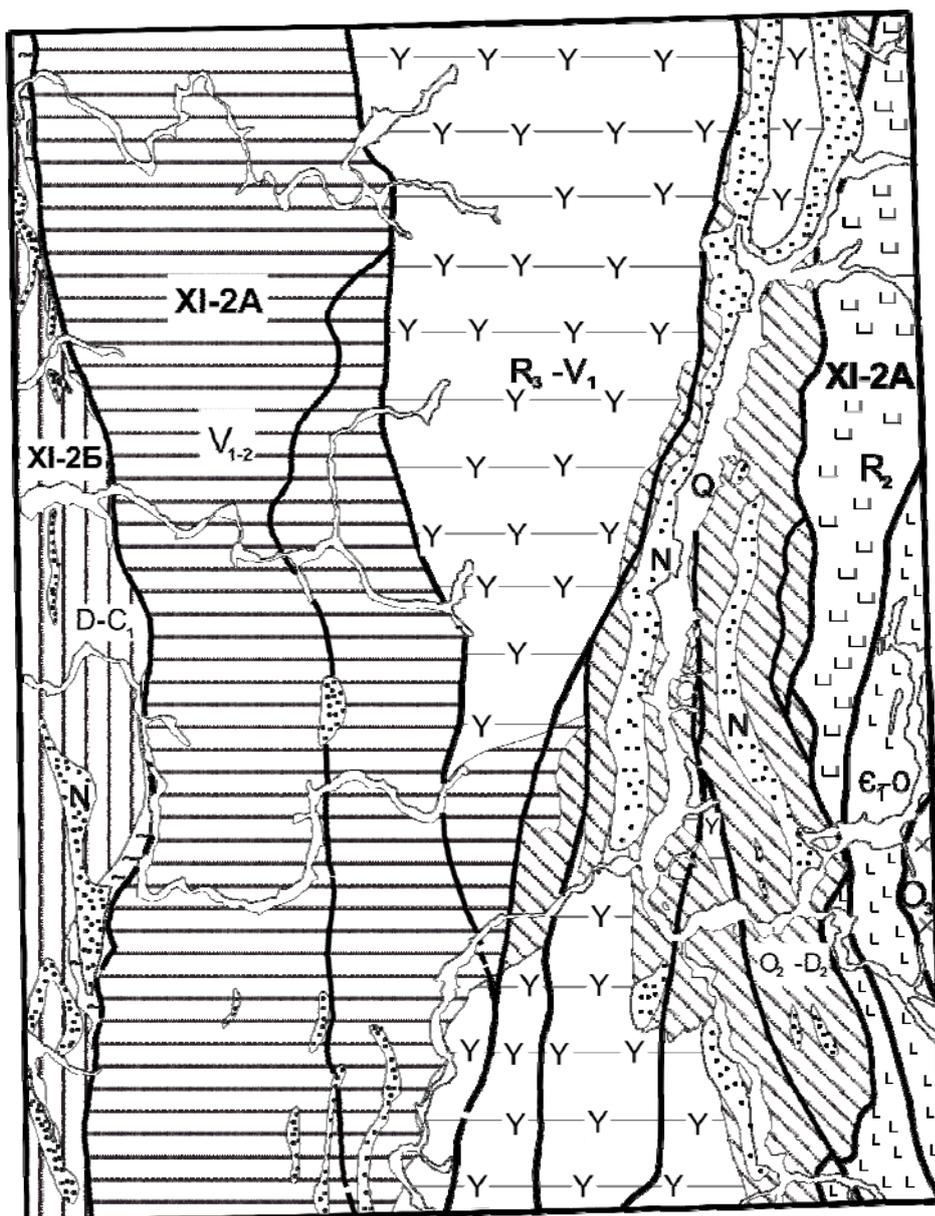
В соответствии с геологическими и литологическими особенностями строения на изученной территории выделяются следующие водоносные комплексы.

**Водоносный комплекс рыхлых неоген-четвертичных отложений** включает поровые и пластово-поровые воды аллювиальных и элювиально-делювиальных отложений, а также воды отложений эрозионно-структурных депрессий неогена.

*Воды аллювиальных отложений (аQ)* широко развиты в пределах распространения руслового, пойменного и террасового комплексов на разных геоморфологических уровнях. Водовмещающими отложениями являются пески, галечники, супеси, гравийно-галечный, щебнистый и щебнисто-глыбовый материал, водоупорными – глины, суглинки, иногда коренные породы.

Водообильность аллювиальных отложений различна и изменяется даже в пределах одной террасы. Уровень подземных вод находится на глубине 0-10 м.

Аллювий IV, III, а иногда и II террас или безводен или слабо обводнён за счёт горизонта верховодки. Аллювий второй террасы, часто имеющий большую мощность (до 12м) на значительном пространстве, содержит горизонт грунтовых вод по всей мощности глинистых галечников и песков (до 5 м) и перекрывается водоупорным горизонтом суглинков.



1:500000

в 1 сантиметре 5 километров

10 0 10 20 км

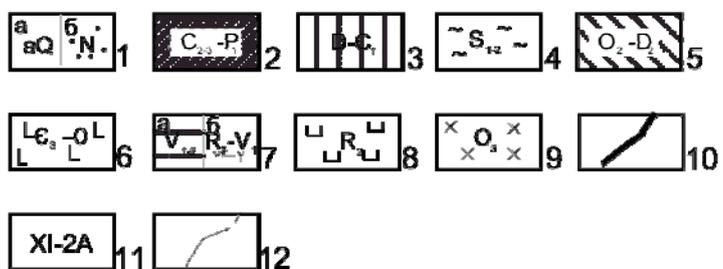


рис. 4

По условиям залегания воды данного горизонта безнапорные со свободной поверхностью, имеющей наклон в сторону реки и вниз по течению.

Питание вод смешанное. Значительную долю составляют атмосферные осадки и поверхностные водотоки, но с уменьшением гипсометрического положения аллювиальных отложений преобладает питание за счёт трещинных вод коренных пород. Источники редки и обычно приурочены к основанию уступов террас, заболачивая при этом значительные участки долин. Дебиты родников составляют от 0,01 до 5 л/с.

Химический состав вод пёстрый. Сложность химсостава определяется смешением вод атмосферных осадков, коренных пород и обводнённых торфяников. Воды преимущественно мягкие гидрокарбонатно-кальциево-натриевые с минерализацией 0,03 – 0,10 г/л в верховьях рек и до 0,20 г/л в их среднем и нижнем течении. В отдельных случаях наблюдается повышенное содержание иона  $\text{NO}_3^{2-}$ , рН составляет 6,7 – 7,1.

Воды данного горизонта используются, как правило, для водоснабжения мелких населённых пунктов из неглубоких колодцев.

*Элювиально-делювиальные отложения* имеют почти повсеместное распространение и покрывают коренные породы. Мощность отложений изменчива (от 1-2 м до 12 м; на схеме не показаны).

Водовмещающими породами являются глины, глинистые пески, супеси и суглинки, обогащённые щебнистым и глинистым материалом. Данные отложения распространены на склонах речных долин, на склонах и у подножий возвышенностей, реже на плоских водораздельных участках. Мощность водосодержащего слоя крайне непостоянна и зависит от рельефа, мощности рыхлых отложений, их гранулометрического состава. Водоупором служат коренные породы, иногда элювиальные и делювиальные глины. Развитие водоупорных прослоев близ поверхности способствует заболачиванию территории, формируя линзы верховодки, и играет экранирующую роль в питании нижележащих горизонтов.

Глубина залегания вод в среднем составляет до 3,5 м, достигая в эрозионно-структурных депрессиях 20 м. Воды в основном безнапорные.

Небольшая мощность и низкие фильтрационные свойства определяют незначительную и неравномерную водообильность комплекса. Дебиты источников составляют 0,05 – 0,1 л/с, редко достигая 0,3 – 0,5 л/с.

Питание осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков и подтока трещинных вод коренных пород. Склоны круче 10 – 15° практически безводны. Область разгрузки – поверхностные водотоки, зоны интенсивной трещинноватости и закарстованности коренных пород. Разгрузка чаще всего происходит в виде малodeбитных родников в пониженных участках рельефа и в виде высачиваний пластового характера, питающих мелкие ручьи.

По химическому составу воды гидрокарбонатно-натриевые, гидрокарбонатно-кальциево-магниевые, гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые с повышенным содержанием иона  $\text{Cl}^-$  и  $\text{NO}_3^{2-}$ , с минерализацией 0,02 – 0,09 г/л до 0,20 г/л. Воды слабокислые –  $\text{pH}=5,3 – 6,5$ .

Практическое значение вод невелико.

*Рыхлые отложения эрозионно-структурных депрессий (N)* представлены аллювиальными, делювиальными, делювиально-пролювиальными образованиями неогенового возраста, выполняющими ложе депрессий. Мощности отложений составляют 5 – 40 м, достигая до 70 м в карстовых полостях. Питание вод смешанное, помимо инфильтрации атмосферных осадков значительную долю составляют воды руслового стока, а также воды зон трещиноватости коренных пород. Разгрузка осуществляется в долинах рек и носит рассеянный характер. Дебиты родников не превышают 1 – 5 л/с.

По составу воды гидрокарбонатно-кальциевые, -натриевые с минерализацией 0,05 – 0,18 г/л.

***Водоносный комплекс средне-верхнекаменноугольных терригенно-карбонатных и нижнепермских карбонатных отложений ( $C_{2-3} – P_1$ )*** приурочен к выходам известняков, доломитов с прослоями мергелей и аргиллитов в северо-западной части площади.

Характерной особенностью пород является их повышенная закарстованность и, соответственно, повышенная водообильность. Дебиты источников меняются от 0,05 – 10 л/с.

Воды комплекса трещинно-пластовые и трещинно-карстовые, преимущественно безнапорные. Питание их осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков и подтока из сопряжённых комплексов.

По химическому составу – преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией до 0,20 г/л, пресные, слабощелочные с  $\text{pH}=7,70 – 8,30$ .

***Водоносный комплекс девонско-нижнекаменноугольных терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (D -  $C_1$ )*** имеет широкое распространение в западной части площади.

Гидрогеологический разрез района представляет собой ряд водообильных карбонатных комплексов, разделённых региональными водоупорами, сложенными песчано-глинистыми отложениями.

Водовмещающими являются известняки и доломиты, а также терригенные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты). Широкое развитие карбонатных пород, закарстованных как на поверхности, так и на глубине, предопределяет существование мощного водоносного горизонта карстового типа.

Водообильные участки, связанные либо с закарстованными породами, либо с тектоническими нарушениями, либо с контактами с водоупорными толщами, выражаются в виде узких локальных зон значительной протяжённости.

Обводнённость комплекса по площади неравномерная.

Воды, как правило, трещинно-карстовые и имеют безнапорный характер. На участках, перекрытых водоупорами, возникает местный напор, что наблюдается в отдельных скважинах. Мощность зоны обводнения превышает 200 – 300 м. Питание осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков и поглощения части поверхностного стока, а также вод смежных комплексов. Разгрузка происходит в долинах рек в виде нисходящих и реже восходящих источников с дебитом в среднем 0,5 – 1 л/с. Дебиты родников в месте разгрузки карстовых вод достигают 10 – 15 л/с и более.

Химический состав вод смешанный, преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый, гидрокарбонатно-кальциево-магниевый с минерализацией от 0,07 г/л до 0,35 г/л. Воды большей частью нейтральные или слабощелочные (рН меняется от 6,8 до 8,0). Общая жёсткость 1,5 – 10,0 мг/экв, окисляемость по кислороду 1,22 – 13,0.

Природные эксплуатационные ресурсы комплекса 0,5 – 1,0 л/сек с 1 м<sup>2</sup>, водопроницаемость 10 – 15 м<sup>2</sup>/сутки, максимально возможное понижение уровня при эксплуатации 50 – 100 м.

***Водоносный комплекс зоны трещиноватых силурийских терригенно-карбонатных отложений (S<sub>1-2</sub>)*** приурочен к выходу субмеридианального их простирания на западе площади пород колчимской свиты нижнего силура и язьвинской свиты верхнего силура. Отложения представлены известняками, доломитами с прослоями песчаников, гравелитов и конгломератов. Массивы подвержены процессам карстообразования, что обуславливает циркуляцию трещинно-карстовых вод. Обводнённость отложений зависит от трещиноватости, которая развита до глубины 40 – 60 м в долинах и 10 – 15 м на водоразделах. Воды, как правило, безнапорные.

Питание вод комплекса смешанное. Разгрузка происходит в долинах крупных поверхностных водотоков, а также вдоль Язьвинско-Кадинского надвига, где карбонатные породы силура контактируют с терригенными отложениями венда. Дебиты источников не превышают 5 л/с.

Воды комплекса преимущественно гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,05 – 0,10 г/л.

***Водоносный комплекс зоны трещиноватых среднеордовикско-среднедевонских терригенных, карбонатных и терригенно-карбонатных отложений (O<sub>2</sub> – D<sub>2</sub>)*** имеет достаточно широкое распространение в восточной части площади в пределах Улсовско-Висимского синклинария, внутри которого заложены долины рр. Тыпыл и Кырья.

Коллекторами трещинно-карстовых, трещинных и трещинно-жильных вод служат закарстованные известняки и доломиты среднего ордовика – среднего девона, в меньшей мере – сланцы, песчаники, конгломераты, гравелиты.

Наибольшей, но неравномерной водообильностью и водовмещающими свойствами обладает карбонатная часть разреза, образуя крупный бассейн подземных вод со свободным уровнем. Мощность зоны эффективной трещинноватости, по данным ВЭЗ, в карбонатных породах достигает 70 м. Уровень подземных вод – на глубине до 10 и более метров.

Водообильность толщ неравномерная, дебиты родников составляют от 0,1 до 25 л/с, в локально водоносных зонах до сотен л/с. На отдельных участках, перекрытых водонепроницаемыми рыхлыми отложениями проявляется местный напор, в скважинах наблюдается самоизлив с глубин 3 – 17 м с дебитом 1,5 л/с.

Конгломератовые и песчано-сланцевые толщи слагают вершины водоразделов. Немногочисленные малодобитные родники встречаются вдоль литолого-стратиграфических и тектонических контактов, дебиты их составляют 0,01 – 1,5 л/с.

Питание вод комплекса осуществляется за счёт инфильтрации вод атмосферных осадков через покровные толщи и при участии вод сопряжённых комплексов. Разгрузка происходит в пределах речных долин.

Химический состав вод в основном гидрокарбонатно-кальциево-магниевый, гидрокарбонатно-натриевый, гидрокарбонатно-хлор-натриевый с минерализацией до 0,30 г/л, в зонах разломов сульфатно-натриевый с минерализацией вод 0,07 г/л, рН=5,65 – 8,70. Температура вод 2,0 – 6,5 °С.

Воды комплекса благоприятны для водоснабжения. Оборудованные скважины могут давать до 500 л/сут. питьевой воды.

***Водоносный комплекс зоны трещиноватых верхнекембрийско-ордовикских вулканогенно-терригенных метаморфизованных отложений (Є<sub>3</sub> - О)*** расположен в восточной части площади в верховьях рр. Косьвы и Тылая, представлен отложениями пальничнинской и колпаковской свитами.

Коллектором является верхняя зона интенсивной трещинноватости, развитая по песчано-сланцевой и эффузивной толщам. Водоносность распространяется до глубины 40 – 60 м. Основные ресурсы подземных вод приурочены к нижним частям склонов, нередко вызывая их заболачивание, на водоразделах в силу хорошего дренирования, горизонт является практически безводным. Водоупором служат устойчивые к выветриванию разности пород. Дебиты родников в летнее время не превышают 1 л/с.

Подземные воды трещинные и трещинно-жильные, безнапорные.

Основным источником питания служат атмосферные осадки и воды сопряжённых комплексов.

Химический состав преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый, с минерализацией от 0,04 до 0,19 г/л. Жёсткость воды составляет 0,38 – 2,2 мг/экв., окисляемость – 2,4 – 22 мг/л, рН=5,40 – 7,20.

Подземные воды горизонта могут быть использованы для водоснабжения из оборудованных водозаборов с производительностью 5 – 10 л/с.

**Водоносный комплекс зоны трещиноватых рифейско-вендских терригенных отложений** наиболее развит на площади и включает в себя два подкомплекса, расположенных в пределах Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория.

*Водоносный подкомплекс вендских терригенных относительно слабометаморфизованных отложений ( $V_{1-2}$ ) (сылвицкая и серебрянская серии)* имеет широкое распространение в центральной части исследуемой площади и представлен интенсивно дислоцированными отложениями танинской, гаревской, койвенской, бутонской, керносской свит нижнего венда и отложениями старопечнинской свиты верхнего венда, имеющих незначительное площадное распространение в бассейнах рек Кадь и Чикман.

Разрез сложен терригенными породами, представляющими чередование песчаников, сланцев, алевролитов, аргиллитов, тиллитовидных конгломератов, а также эффузивов основного состава.

Воды подкомплекса, как правило, трещинные и трещинно-жильные.

Мощность зоны трещиноватости в породах меняется до 40 м, на водоразделах составляет 5 – 20 м, на склонах – до 2 м.

Уровень подземных вод залегает неглубоко. Водообильность подкомплекса невелика, дебиты родников не превышают 2 л/с, редко достигая в зонах разрывных нарушений 2,5 – 5 л/с. Воды безнапорные, иногда прослой аргиллитов служат водоупором, образуя местный напор.

Питание вод смешанное, осуществляется за счёт инфильтрации талых вод и атмосферных осадков, а также при участии вод сопряжённых комплексов.

Разгрузка происходит в виде мелких родников, часто в долинах рек, и в виде сплошных пластовых высачиваний, питающих мелкие ручьи и речки.

Химический состав подземных вод пёстрый и невыдержанный. Воды в основном гидрокарбонатно-кальциевые, -натриевые с повышенным содержанием ионов  $\text{Cl}^-$  и  $\text{SO}_4^{2-}$ , из катионов преобладает  $\text{Mg}^{2+}$ . Минерализация меняется от 0,018 до 0,170 г/л, жёсткость вод составляет 0,2 – 2,16 мг/экв, окисляемость по кислороду 1,65 – 5,3 мг/л, рН=5,50 – 8,50.

Горизонт может служить источником водоснабжения небольших населённых пунктов.

*Водоносный подкомплекс верхнерифейско-нижневендских вулканогенно-терригенных метаморфизованных отложений ( $R_3 - V_1$ )* развит в восточной половине Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, и представлен терригенными породами усьвинской свиты верхнего рифея и вильвенской, першинской свитами нижнего венда.

Водовмещающим являются сланцы различного состава, иногда с прослоями доломитов, кварцитопесчаники, песчаники, алевролиты, а также эффузивы основного состава вильвенской свиты.

Глубина залегания подземных вод определяется мощностью зоны эффективной трещиноватости и соответствует 50 – 60 м. Водообильность горизонта в целом незначительна, дебиты родников редко достигают 0,5 л/с. Повышенная водообильность наблюдается в контактовых зонах даек габбро-долеритов.

Воды подкомплекса, трещинные и трещинно-жильные, как правило, безнапорные.

Питание вод смешанное и осуществляется за счёт инфильтрации талых вод и атмосферных осадков, а также при участии вод сопряжённых комплексов.

Воды преимущественно гидрокарбонатно-натриевые с минерализацией 0,02 – 0,21 г/л, рН=5,40 – 7,80, общая жёсткость – 0,18 – 2,83 мг/экв.

Ресурсы горизонта достаточны для удовлетворения хозяйственно-питьевых нужд населённых пунктов.

*Водоносный комплекс зоны трещиноватых среднерифейских терригенных метаморфизованных отложений ( $R_2$ )* представлен выходом пород муравьинской свиты среднего рифея в виде субмеридианальной полосы, наблюдаемой в восточной части листа в пределах Ляпинско-Кутимского антиклинория.

Разрез сложен преимущественно терригенными образованиями с подчинённым количеством пачек вулканогенных пород и известняков. Водовмещающими породами являются сланцы различного состава, реже мраморизованные известняки, в меньшей степени – кварцитопесчаники. Благодаря интенсивной трещиноватости, глубина распространения трещинно-жильных и трещинных вод достигает по данным ВЭЗ 40 - 60 и более метров, увеличиваясь в зонах разломов.

Водообильность комплекса неравномерная, дебиты источников не превышают 1 л/с, реже 2,5 – 3,0 л/с. Повышенная водообильность характерна для сланцевой толщи в центральной части комплекса, близ приосевой зоны антиклинория, где фиксируются восходящие источники с дебитом до 20 л/с.

Питание подземных вод смешанное, за счёт инфильтрации атмосферных осадков и талых вод, а также вод покровных отложений и сопряжённых комплексов. Разгрузка происходит

в русловую и подрусловую части рек, в пониженных участках рельефа, и носит, в основном, рассеянный характер.

Воды комплекса пресные. Преобладают смешанные воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные с переменными соотношениями в катионном составе, минерализация меняется в пределах 0,04 – 0,19 г/л, рН=6,35–7,90. Общая жёсткость составляет 0,28 – 2,23 мг/экв, окисляемость по кислороду достигает 15 мг/л.

Запасы вод в целом незначительны, возможно полное истощение в периоды зимней межени.

**Водоносный комплекс зоны трещиноватых интрузивных пород** представлен широким спектром пород от кислого до ультраосновного состава. На севере площади это породы кваркушского комплекса, представленные силлами, штоками и дайками метагаббродолеритов. В центральной части развиты многочисленные субмеридиональные дайкообразных тел габбродолеритов усвинского комплекса, а также мелкие штокообразные тела эссексит-долеритов, пикритов, пикродолеритов, камптонитов кусьинского комплекса, сиенит-порфиоров верхнесеребрянского комплекса. На юго-востоке и востоке площади это дайкообразные тела метагаббродолеритов ишеримского комплекса, дуниты, клинопироксениты, оливиновые габбро (тылаиты), габбродолериты качканарского комплекса, а также граниты, плагиограниты, кварцевые сиениты, габбродолериты кривинского комплекса ( $O_3$ ) (Мелкие и дайкообразные магматические тела на схеме не показаны).

Различия в петрографическом составе на водоносности интрузивных пород не отражается. Главным фактором является трещиноватость, мощность которой варьирует в пределах 30 – 70 м. Воды в основном трещинно-жильные, безнапорные.

На водоразделах интрузивные породы практически безводны, на пологих склонах и в долинах рек содержат грунтовые воды, что приводит к заболачиванию пойменных участков. Дебиты родников не превышают 1 л/с. Повышенная обводнённость приурочена, в основном, к зонам контактов с вмещающими породами.

Дуниты, слагающие центральную часть Кытлымского массива и занимающие господствующее положение в рельефе, водонепроницаемы и практически безводны. Слабая обводнённость характерна для краевых частей массива, сложенных клинопироксенитами и кытлымитами. Нисходящий характер вод подтверждается малодебитными сочащимися родниками, места выхода которых на дневную поверхность по горизонтали опоясывают массив.

Питание вод комплекса осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков.

По химическому составу воды, в основном, гидрокарбонатно-кальциево-магниевого с минерализацией 0,03 – 0,30 г/л. Использование подземных вод комплекса перспектив не имеет.

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Согласно Схеме геоморфологического районирования Урала [50], территория листа расположена в зоне кряжа Урала и охватывает два района: приподнятые горные массивы Северного и Среднего Урала (на востоке) и остаточные горы западного склона Урала (на западе). Эти наиболее крупные формы рельефа легли в основу ландшафтного районирования и построения схемы эколого-геологических условий.

Рассматриваемая территория включает одну ландшафтно-климатическую зону, относящуюся к группе горных (среднетаежных) ландшафтов, и одну провинцию – Уральскую среднегорную мохово-таежную. Горно-таежные ландшафты Среднего Урала характеризуются пермацидным (промывным) режимом с преобладанием атмосферных осадков над испарением. Климат района континентальный с холодной снежной зимой и коротким, часто дождливым летом. Годовое количество осадков составляет 500-800 мм.

По ряду морфологических и генетических особенностей рельефа, ассоциаций растительности и составу почвенного покрова в пределах площади выделено четыре типа природных ландшафтов.

Западную часть листа занимает район остаточных гор западного склона Урала. Он характеризуется холмисто-грядовым типом рельефа со сглаженными вершинами и сравнительно пологими выпуклыми склонами. Протяженные водоразделы покрыты элювиально-делювиальными отложениями незначительной мощности. В приводораздельных частях рельефа встречаются уступы и резкие перегибы, формирующие контрастные структурные линии с резким рисунком, ограничивающие фрагменты выровненных поверхностей. Абсолютные отметки гряд и холмов составляют 400-550 м. Почвы горно-таежные, подзолистые. Растительный покров представлен темнохвойными лесами и лиственным редколесьем.

Восточная, большая часть территории, относится к району приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала. Он представлен среднегорным интенсивно расчлененным денудационно-эрозионным типом рельефа, развитым на сильно дислоцированных метаморфизованных терригенно-карбонатных толщах рифея, венда и палеозоя. Отличительной особенностью его являются уплощенные поверхности водоразделов с крутизной склонов 1-20°. Водоразделы этого типа рельефа располагаются на высотах 340-842 м, имеют, в основном, выпукловогнутую форму склонов, покрытых элювиальными, элювиально-делювиальными глыбово-щебнистыми отложениями. Почвы горно-таежные, подзолистые; леса смешанные с преобладанием темнохвойных пород.

Среднегорный денудационный рельеф, обусловленный проявлением неотектонических поднятий, распространен на закартированной территории в виде локальных участков, четко отличающихся от окружающих пространств резкой расчлененностью и крутизной склонов. Неотектонические поднятия испытали: северо-восточные отроги хр. Кваркуш, центральный и южный участки хр. Козмер, горная гряда Острый Тур – Чердынский Камень, Сухой Камень, район Сосновского Увала, г. Алешин Камень, г. Дикарь Камень, водораздел рр. Кырья и Осянка и др. Для этих участков характерны небольшие мощности рыхлых образований и значительные высоты денудационных уступов (до 40 м). Верхние части большинства вершин с высотами более 700 м подвергнуты гольцовой денудации, лишены растительности и сплошь покрыты глыбовыми каменными развалами, изредка представлены скальными вершинами и гребнями. По характеру кривизны склоны выгнутые, крутизна их увеличивается от подножия к вершине. Растительность представлена хвойным редколесьем, стлаником; почвы горно-таежные.

Особый тип рельефа представляют долины рек. Он характеризуется низкими абсолютными отметками и выровненным рельефом. Мощность рыхлых отложений значительная – до 12 м. Представлены они глинистым песчано-валунно-гравийно-галечным материалом. Почвы дерново-подзолистые. Растительность представлена влаголюбивыми породами деревьев и кустарников.

### **Антропогенное воздействие на геологическую среду**

Поскольку площадь съемки находится в слабо обжитом районе, техногенные ландшафты практически не сформировались. Наиболее активное влияние человека приходится на четвертичные отложения и связано с лесозаготовками. В местах старых лесоразработок растительный покров находится в стадии восстановления, однако, нередко встречаются штабеля сгнившего леса, разлитые горюче-смазочные материалы, брошенная техника. Колеи старых лесовозных дорог активно размываются временными потоками, что приводит к образованию промоин, перерастающих в овраги. Вдоль лесовозных дорог расположено большое количество карьеров, которые в данный момент не эксплуатируются. Как новые формы рельефа, сейчас они находятся на этапе стабилизации, для которого характерны активные процессы эрозии, осыпания и выполаживания бортов, заболачивания днищ. В связи с вышеизложенным, на Схеме эколого-геологических условий показаны только дражные техногенные отвалы, образованные при обработке россыпей платины в долинах рек Косьва и Тылай. В настоящее время техногенные отложения представляют собой сложные по составу образования, состоящие из элювиального, делювиального и аллювиального материала.

## Экологически неблагоприятные геологические факторы

Все неблагоприятные геологические объекты (карстовые воронки, уступы речных террас, курумы, осыпи, заболачивание) на территории носят природный характер. Карстовые воронки широко развиты в поле распространения карбонатных пород. Они большей частью имеют округлую форму, в поперечном профиле – блюдцеобразную или конусовидную. Ширина воронок изменяются от 3 до 20 м, редко достигая 40 м, глубина до 20 м. Единичные воронки представляют собой поноры или наоборот заполнены водой. В случае расположения воронок в виде цепочки образуются карстовые лога.

Уступы речных террас в пределах изучаемой площади имеют незначительное распространение, тем не менее они часто лишены чехла рыхлых отложений и к ним приурочены практически все обнажения коренных пород.

Курумы и подвижные осыпи образованы в зонах гольцовой денудации под воздействием силы тяжести.

Болота и заболоченные участки широко распространены в поймах рек и на водораздельных частях исследуемой территории (верховые болота). Этому способствует широкое распространение глинистых делювиально-пролювиальных отложений, повсеместная залесенность, а также избыточное количество атмосферных осадков. Практически все реки и ручьи района берут свое начало их горизонтов обводненных торфяников и верховых болот водораздельных пространств.

Каждое выделенное ландшафтное подразделение обладает свойственными только ему геодинамическим и геохимическим потенциалом.

Наиболее неустойчивой (слабоустойчивой) геодинамикой отличается среднегорный резко расчлененный денудационный рельеф, характеризующийся гребневидными вершинами и крутыми склонами, а также долины рек с крутыми склонами, а также долины рек, которые динамически активны и подвержены изменениям практически ежегодно, что связано с боковой эрозией и перемещением больших масс аллювия.

Средняя геодинамическая устойчивость присуща среднегорному денудационно-эрозионному рельефу с залесенными склонами средней крутизны и холмисто-грядовому эрозионно-денудационному рельефу со сглаженными вершинами и пологими склонами. Для этих типов рельефа характерна довольно сильная закрепленность поверхности растительностью, в основном – таежными лесами.

Высокой геохимической устойчивостью характеризуется резко расчлененный денудационный рельеф. Большая крутизна склонов и редколесье способствуют хорошей промываемости горно-таежных почв.

Средней степенью геохимической устойчивости характеризуются среднегорный интенсивно расчлененный денудационно-эрозионный рельеф и холмисто-грядовый эрозионно-денудационный рельеф со сглаженными вершинами, пологими склонами и темнохвойными лесами. Плоские вершины, пологие склоны и их интенсивная залесенность способствуют плохой промываемости почв и, как следствие, накоплению в них тяжелых металлов.

Наименьшей геохимической устойчивостью обладают аллювиальные отложения и широко распространенные области заболачивания в пределах речных долин и водоразделов (верховые болота), которые характеризуются аккумулярующей и сорбционной способностью илов и торфяников.

При односторонней боковой эрозии река в состоянии вынести и обработать склоновый материал. В этом случае отступающий склон имеет крутой обрывистый профиль. Таким образом, боковая эрозия влечет за собой образование эрозионных уступов. Эти формы рельефа часто лишены чехла рыхлых отложений и к ним приурочены почти все обнажения в долинах рек. В зоне гольцовой денудации под воздействием силы тяжести, солифлюкции образуются крупнообломочные подвижные осыпи, курумы. Повсеместное распространение глинистых делювиальных отложений, а также избыточное количество атмосферных осадков способствует развитию болот и заболоченных участков. Практически все реки и ручьи района берут свои истоки из горизонтов обводненных торфяников склонов и верховых болот водораздельных пространств.

Каждое выделенное ландшафтное подразделение обладает свойственным только ему геохимическим потенциалом. Наиболее неустойчивой геодинамикой отличаются долины рек. Они являются наиболее динамически активными и подвержены изменениям практически ежегодно, что связано с боковой эрозией и перемещением больших масс аллювия. Геохимическая устойчивость низкая за счет высокой аккумулярующей и сорбционной способности илисто-глинистой фракции аллювиальных отложений и наличия заболоченных участков значительных размеров с мощным слоем торфа. Средняя степень геодинамической и геохимической устойчивости характерна для придолинных и приводораздельных склонов ввиду их большой подверженности эрозионно-денудационным процессам, но хорошей закрепленности поверхности растительностью. Карбонатные породы создают менее устойчивую обстановку в условиях механического и химического выветривания. Геодинамически и геохимически устойчивыми можно считать водораздельные пространства по наличию скальных пород, обладающих низкой сорбционной способностью, малой мощности рыхлых отложений, довольно слабому развитию криогенных процессов, а также отсутствию сейсмических колебаний.

По степени защищенности подземных вод территория делится на 3 категории: низкую, среднюю и высокую. Для участков с низкой степенью защищенности подземных вод от загрязнения характерно близкое залегание уровня грунтовых вод от поверхности земли, незначитель-

ная суммарная мощность слабопроницаемых отложений в зоне аэрации и широкое развитие высокопроницаемых песчано-гравийных отложений. Средняя степень защищенности связана с элювиально-делювиальными отложениями, залегающими на слабопроницаемых глинистых разностях. Глубина залегания грунтовых вод в среднем до 3,5 м, в единичных случаях до 20 м. Высокой степенью защищенности подземных вод от загрязнения обладают заболоченные участки благодаря развитию в их пределах водоупорных озерно-болотных отложений.

### **Природные геохимические аномалии**

На схеме эколого-геологических условий отражены только наиболее крупные геохимические аномалии, выражающиеся в масштабе, однако в процессе работ выявлено гораздо большее их количество.

В рыхлых отложениях встречено значительное количество ореолов рассеяния элементов с превышением ПДК. Это объясняется их генетической связью с составом коренных пород. Так, над отложениями вильвенской и частично першинской свит в верховьях рек Кадымка и Чижевкина выявлена группа значительных по масштабам аномалий свинца с содержаниями до 8 ПДК, иногда в комплексе с медью и цинком. В междуречье Моховатой и Долгой над отложениями доломитовой толщи обнаружена крупная площадная аномалия цинка (до 2 ПДК), а на левобережье р. Долгая – свинца (до 7 ПДК). Над породами среднего-верхнего ордовика в бассейнах рек Ломовая, Погорелка, Омутошная и Пальничная выявлено много мелких, но достаточно интенсивных аномалий свинца и цинка, реже меди, иногда молибдена с превышением ПДК до 8 раз. Группа комплексных ореолов рассеяния меди, вольфрама, свинца, цинка, бария, кадмия находится в междуречье Пожвы и Нязьвы. Концентрация их не превышает 4 ПДК.

В коренных породах основным критерием оценки опасности природных геохимических аномалий явилась степень отклонения содержания загрязняющих веществ от фона. Фоновые содержания большинства химических элементов в коренных породах ниже кларковых. Наиболее распространены, как и в рыхлых отложениях, ореолы цинка, свинца, меди (чаще в комплексе с никелем, кобальтом, марганцем, реже – с оловом, молибденом, вольфрамом, берилием, в единичных случаях – с мышьяком, кадмием, ниобием). Содержание вышеназванных элементов превышает фоновое, в основном, в 2 -5 раз и лишь в редких случаях до 10 раз.

Значительная по масштабам аномалия Mo, Ni, Co, V, Pb, Zn, Be, Y, Yb (I-3-6) находится в междуречье Бурнима–Тыпыл–Яйва. В терригенных породах вильвенской и першинской свит содержания этих элементов от 2 до 5 раз превышают фоновое, а Mo – от 5 до 10 раз. По степени опасности Pb, Zn, Be относятся к высокоопасным элементам (1 класс), Mo, Ni, Co – к опасным (2 класс), V – к малоопасным (3 класс).

Еще одна крупная аномалия расположена в междуречье Кадь – Абия – Губь (III-2-11). Здесь, в терригенных отложениях бутонской, керносской и старопечнинской свит, содержание W превышает 10 фонов, Zn, Cu, Co, Be - от 2 до 5 фонов.

На левобережье р. Кадь (III-1-16) к старопечнинской свите приурочены аномалии Mo с превышением фонового значения более чем в 10 раз.

В бассейне р. Чердынская в породах керносской свиты выявлена аномалия (IV-1-17) Mn (5-10 фонов), Ni, Cr, Zn, Pb, V, Be (2-5 фонов).

В пределах известняковой толщи средне–верхнеордовикского возраста выявлены следующие аномалии: Zn и Cd в междуречье Тыпыл-Омутошная с содержаниями, превышающими фоновые в 2-5 раз; Pb и Sn (III-3-8) в междуречье Тыпыл-Пальничная с превышением фона в 5-10 раз; Pb и Zn (III-3-17) в междуречье Луговая-Сухой Тыпылец с превышением фона в 2-5 раз; Ni, Cu, Zn, Co в междуречье Луговая-Березовка Фотиных-Омутошная (вост.) с превышением фоновых содержаний в 2-5 раз.

С дайками габбро-долеритов усьвинского комплекса Луговского тектонического блока, расположенными на междуречье Луговая-Березовка Фотиных, связана группа локальных аномалий Cu, Ni и Co с превышением фона в 2-5 раз.

Дайки кварцевых сиенитов кривенского комплекса и метасоматиты на их контактах характеризуются аномальными концентрациями Nb, Ce, La, Ta (2-5 фонов); кроме того, присутствует Mo, Y, Yb (2-5 фонов). Расположены аномалии на правом берегу и в бассейне р. Тылай.

Для качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса характерны относительно высокие концентрации Ni и Co, превышающие фоновые значения в 5-10 и в 2-5 раз соответственно.

В бассейне р. Ослянка к породам вильвенской свиты приурочены аномалии Y, Pb, Cu, V, Co, Nb. Содержание этих элементов в 2-5 раз выше фонового.

В низовьях рек Пожва, Нязъва, Сухой Тыпыл расположена аномалия W, Pb, Sn, Mo. В терригенно-карбонатных породах среднего - верхнего ордовика и нижнего силура содержание W превышает фоновое более чем в 10 раз, Pb – от 5 до 10 раз, Sn и Mo – от 2 до 5 раз.

В целом можно сделать вывод о том, что на большей части территории содержание опасных веществ не превышает предельно допустимых концентраций. Это позволяет оценить эколого-геологическую обстановку как благоприятную, а на вышеописанных аномальных участках ее можно считать удовлетворительной.

В пробах поверхностных вод концентрация микроэлементов не превышает установленных норм. Они имеют преимущественно гидрокарбонатно-натриевый состав, минерализацию в среднем до 50 мг/дм<sup>3</sup>.

В западных предгорьях хребта Кваркуш расположен заказник “Верхнейвинский”. Образован решением исполнительного комитета Пермского областного Совета народных депутатов от 21 марта 1991 г. № 54. Режим охраны установлен указом губернатора Пермской области от 12 января 2000 г. № 3. Это дает основание прогнозировать сохранение на территории заповедника существующей эколого-геологической ситуации. Проведение мероприятий по рациональному использованию и охране геологической среды, эколого-геологические исследования осуществляют службы заповедника.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе обобщены все имеющиеся и вновь полученные материалы по стратиграфии, магматизму, полезным ископаемым и тектонике изучаемой территории. На основании этих исследований составлена серия карт в соответствии с Легендой Пермской серии.

В силу сложного тектонического строения территории и отсутствия палеонтологических остатков остался слабо обоснованным возраст отложений усьвинской свиты верхнего рифея, серебрянской серии нижнего венда и сылвицкой серии верхнего венда и колпаковской свиты верхнекембрийского-нижнеордовикского возраста. Практически не охарактеризованными фаунистически остались породы наурзумской свиты и каракольской серии миоцен-плиоценового возраста.

Остается дискуссионным вопрос об отсутствии гляциальных образований среднего неоплейстоцена (Вильгородское оледенение), видимо, объясняемого недостаточной изученностью территории.

Вместе с тем остался ряд нерешенных вопросов, связанных с несовершенством Пермской серийной легенды. Так, например, в Пермской легенде пальничнинская свита отнесена к  $O_{2.3}$  и находится в пределах Сакмаро-Лемвинской зоны, а в Среднеуральской серийной легенде та же свита имеет возраст  $O_2$  и находится в пределах Салатимской зоны. Кроме того, в Пермской легенде отсутствует выйская свита, выделяемая на смежной территории. Не исключено, что верхняя, преимущественно вулканогенная, часть разреза пальничнинской свиты может соответствовать выйской свите, выделяемой как самостоятельное подразделение в Среднеуральской легенде.

Впервые на изучаемой территории на основании интерпретации результатов гравиметрических работ сделана попытка выделения скрытых на глубине гранитных массивов, совершенно условно отнесенных к мойвинскому гранодиорит-лейкогранит-гранитовому комплексу. С этими интрузиями авторы увязывают большинство рудопроявлений и пунктов минерализации вольфрама, молибдена, золота, меди, полиметаллов и редкоземельных элементов. Особое внимание необходимо обратить на то, что практически впервые на изучаемой площади на основании проведенных авторами полевых работ выделена Чикман-Кваркушская вольфрам-молибденовая минерагеническая зона северо-восточного простиранья.

В пределах ее выделены Бурнимский рудный узел, Плясовское и Усть-Самарское молибденово-рудные поля, Абийское, Молчанское, Кваркушское, Пожвинское вольфрамово-рудные поля.

Наиболее перспективным является Абийское рудное поле, где авторами по данным бурения, горных работ и маршрутов выявлено большое количество рудопроявлений и пунктов

минерализации с содержанием вольфрама до 0,743 % (проявление III-2-13). К сожалению, минеральная форма вольфрама в настоящее время не установлена, хотя по данным шлихового опробования в пределах Пожвинского рудного поля встречены единичные зерна шеелита.

К минерализации стратиформного типа, имеющей практический интерес, отнесены проявления и пункты минерализации платины, свинца и цинка.

Платиноносный Губьинский прогнозируемый рудный район выделен впервые. Платиновая минерализация тяготеет к черносланцевой части разреза бутонской свиты нижнего венда. Содержание платины изменяется от 0,2 до 1,7 г/т при суммарной мощности рудного тела по скважине №19 до трех метров. Совместно с платиной отмечается повышенное содержание вольфрама до 0,05 %, меди до 0,053 % и цинка до 0,035 %. Минеральная форма платины не установлена.

Стратиформная свинцово-цинковая минерализация выявлена при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50 000 Рыбальченко В.Я. (лист I-4) и Клименко Б.В. (лист III-4) в пределах развития известняковой толщи среднего-верхнего ордовика. На основании этих данных авторы отчёта выделили Улсовское свинцовое и Луговское цинковое рудные поля.

Россыпные алмазы на изучаемой площади выявлены при проведении предшествующих съёмочных и поисковых работ и только на участке “Чердынка” единичный кристалл алмаза был выявлен авторами настоящего отчёта.

На исследуемой территории традиционно выделяются Восточная и Западная алмазоносные минерагенические зоны субмеридионального простирания. В их пределах авторами выделены рудные узлы и рудные поля, перспективные на поиски первоисточников алмазов. В настоящее время в пределах Чердынского прогнозируемого алмазоносного поля и на севере Чикманского рудного узла ЗАО “Пермгеологодобыча” проводит поисковые работы, нацеленные на выявление коренных источников алмазов.

Для дальнейшего изучения выявленных рудопроявлений и пунктов минерализации необходима постановка поисковых и специализированных съёмочных работ.

**СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ**

## Опубликованная

1. Берлянд Н.Г.(ред.) “Карта глубинного строения земной коры Урала м-ба 1:1000000” ВСЕГЕИ, 1983 г.
2. Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. Изд-во “Недра”, М.,1973.
3. Высоцкий Н.К. Платина и районы её добычи. Часть IV. Изд. ком. по изучению естественных произв. сил при АН СССР, 1923-1925, с.107.
4. Геология и полезные ископаемые Западного Урала: Материалы региональной научно-практической конференции. Перм. ун-т.- Пермь, 2001. 330 с.
5. Геология СССР. Том XII. Часть I. Геологическое описание, книга 1. М., “Недра”, 1969.
6. Горский И.И. Геологический очерк Кизеловского района. Сборник угленосных отложений западного Урала. ВГРО, 1932.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000 (новая серия). Лист Р-40, 41 – Североуральск. Объяснительная записка. СП-б, ВСЕГЕИ, 1995. 240 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Изд. 2-е. Серия Среднеуральская. Лист 0-40-XXIII. Екатеринбург,1999.
9. Государственная геологическая карта СССР. Масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист 0-40-XI. Свердловск, 1989.
10. Гурская Л.И. Платинометальное оруденение чёрносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СП-б, ВСЕГЕИ. 2000. 208 с.
11. Деменицкая Р.М. Кора и мантия Земли. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., “Недра”, 1975. 256 с.
12. Дополнения к стратиграфическому кодексу России. СП-б, ВСЕГЕИ, 2000.
13. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них. Пер. с англ. М., “Мир”, 1983. 300 с.
14. Есипов П.М. Об ашинской свите в бассейне р. Вишеры. Бюллетень Московского общества исп. природы, отдел гидрогеологии, т. XXVIII, 1953, с. 61-64.
15. Есипов П.М. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1:200 000. Свердловск, 1958.
16. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., “Недра”, 1967, 340 с.
17. Заварицкий А.Н. Изверженные горные породы. Академия наук СССР. М., 1961.
18. Ибламинов Р.Г. Основы минерагеодинамики. Перм. ун-т. Пермь, 2001. 220 с.
19. Иванов А.Н. К вопросу о немых толщах нижнего палеозоя на западном склоне Среднего Урала. Мат. Ур. Геол. Упр., вып.2, 1939, с.72-80.
20. Иванов А.Н., Мягкова Е.П. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя западного склона Среднего Урала. Тр. горно-геологического института, вып.17. Свердловск, 1950, с.3-20.

21. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). – Екатеринбург. Изд-во Урал. Ун-та, 1997. 488 с.
22. Коган Б.И. Редкие металлы. М., “Наука”, 1979.
23. Комплексная металлогеническая карта Урала. Том IX. Свердловск, 1974.
24. Красулин В.С. Справочник техника-геолога. М., “Недра”, 1967.
25. Кротов П.И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала. Труды геол. комитета, т. VI. № 1-2. 1888 г.
26. Курбацкая Ф.А. Корреляция терригенных толщ верхнего докембрия западного склона среднего Урала и условия их образования. (Диссертация на соискание ученой степени кандидата геологоминералогических наук). Пермский университет, 1968.
27. Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии. Автореферат на соискание докторской степени. Москва, 1985.
28. Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П. Пикриты Урала в связи с проблемой ультраосновных расплавов. “Мантийные ксенолиты и проблемы ультраосновных магм”. Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума 27-29 октября, Новосибирск, 1980.
29. Лучицкий В.И. Петрография. Том I. Госгеолтехиздат, 1947.
30. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. Изд. 2-е, перераб, часть 5. М. ВНИИЗарубежгеология, 1989. 167 с.
31. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. Изд. 2-е, перераб, часть 4. М. ВНИИЗарубежгеология, 1989.
32. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твёрдых полезных ископаемых. Изд. 2-е, перераб, часть 3. М. ВНИИЗарубежгеология, 1989.
33. Наливкин Д.В. Палеозой западного склона Южного и Среднего Урала. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1:1 000 000, 1931.
34. Нетрадиционная редкометальная минерализация на Урале и её диагностика. Свердловск, 1988.
35. Новокрещенных Н.Н. Разработка на золото в Растесской даче. Записки УОЛ, том XII, вып.1, 1888.
36. Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Ленинград, 1968.
37. Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Издание СГУ, Саратов, 1948, 412с.
38. Осовецкий Б.М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник. Перм. ун-т. Пермь, 2001. 244 с.
39. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Изд-е 2-е, доп. М., “Недра”, 1984, 437 с.
40. Петрографический комплекс. Магматические и метаморфические образования. СП-6, ВСЕГЕИ, 1995.

41. Плюснин К.П. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов. Пермь, 1971. 218 с.
42. Плюснин К.П. Методические рекомендации по использованию кинематических признаков разрывов для определения геологического возраста тектонических дислокаций и горных пород. Свердловск. 1982, 41 с.
43. Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Сборник научных статей. Перм. ун-т. Пермь, 2000. 168с.
44. Региональная геология и металлогения. №9-1999. ВСЕГЕИ. 44 с.
45. Региональная геология и металлогения. №12-2000. ВСЕГЕИ.
46. Румянцева Н.А. Трахибазальтовая формация. "Магматические формации СССР", т. 1, М., "Недра", 1979, с.182-188.
47. Румянцева Н.А. Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала. В книге "Щелочные вулканические формации складчатых областей". Л., "Недра", 1967, с.155-161.
48. Сигов А.П., Шуб В.С. Комплексное геолого-геоморфологическое картирование Урала с целью поисков гипергенных полезных ископаемых. Саратов. Саратовский гос. ун-т, 1968, с.249.
49. Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., "Недра", 1969, с.269.
50. Сигов А.П., Шуб В.С. Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаба 1:500 000, 1981, № 035106.
51. Смирнов Ю.Д. "Анализ структурно-тектонического строения Пермского алмазодносного Приуралья, закономерности размещения и методика расшифровки магнитных аномалий". 1966-1968 гг.
52. Смирнов Ю.Д. Докембрийские и палеозойские интрузии западного склона Северного, Среднего и Южного Урала. "Материалы по геологии Урала", сборник статей, т. 67, Л., 1961, с.3-57.
53. Смирнов Ю.Д., Кухаренко А.А. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала. Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 28, 1960, 51-66с.
54. Соболев И.Д. (ред.) Тектоническая схема Северного, Среднего и северо-восточной части Южного Урала. Масштаб 1:2 500 000. М., 1966.
55. Соболев И.Д., Автонеен С.А., Белковская Р.П. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000. Объяснительная записка. Свердловск. Уралгеология, 1983,196 с.
56. Стратиграфический кодекс. Изд. 2-е, доп-е. СП-б, 1992.
57. Трофимов В.С. Геология месторождений природных алмазов. М., "Недра",1980, 304 с.
58. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. М. МГУ, 1995, 480 с.
59. Чазов Б.А. Физическая география Уральского Прикамья (дис. на соиск. уч. ст. д. г. н.), Пермь, 1966.
60. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазодносных пирокластитов Вишерского Урала. Перм. ун-т. Пермь, 2001. 324 с.

61. Чайковский И.И. Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория. Пермский гос. ун-т. Пермь, 2002 г.

Фондовая

62. Акжигитов Г.А., Гаврилова Р.Г. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на алмазы в бассейне р. Яйвы за 1953-57 гг.

63. Акиньшина А.Г., Берова Л.С. и др. Сводный отчет по работам Андреевской экспедиции в бассейне верхнего течения р. Косьвы с 1945 по 1953 гг. п. Промысла, 1954, фонд ПГРЭ.

64. Алфутов В.А. Отчёт о результатах аэрогеофизических и наземных магнитометрических исследований, проведённых в Красновишерском районе Пермской области Красновишерской партией в 1957 г.

65. Ананьева Е.М., Семенов Б.Г. и др. Отчет партии региональной геофизики по теме: "Изучение особенностей физических полей Урала по основным структурно-формационным зонам с целью глубинного обоснования металлогенической специализации и прогнозной оценки на комплекс полезных ископаемых". 1981, № 36821.

66. Барков А.Ф., Чумаков А.М. и др. Прогнозно-геохимическая карта западного склона Среднего и Северного Урала масштаба 1:200 000 (геохимического отряда по работам 1963-1965 гг.) 1966, № 029790.

67. Беляев Г.Н., Герасименко Б.Н. Гидрогеологическая карта Урала масштаба 1:500 000 (лист 0-40-Б). Отчет Кизеловского съёмочного отряда по результатам работ 1959-1962 гг. Пермь, 1964, 265 с.

68. Борисевич Д.В. Объяснительная записка к геологической карте Среднего и Северного Урала масштаба 1:200 000. Москва, 1956, фонд ПГРЭ, 404 с.

69. Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я. и др. Описание разрезов ордовикских отложений западного склона Среднего и прилегающей части Северного Урала и описание трилобитов и брахиопод из этих отложений. 1966, № 030016.

70. Варламов В.А., Зильберман А.М. и др. Прогноз алмазоносности западного склона Урала и Предуралья. Отчет по темам: БПЗ, 4; 601 (10), БП4:601 (10). Пермь, 1990, Фонд Пемгелкома.

71. Вербицкая Н.П., Краснов И.И. Геология, геоморфология и рыхлые отложения верхней части бассейна р. Косьвы в связи с изучением алмазоносности западного склона Среднего Урала. Окончательный отчет Тылайской геоморфологической партии Уральской алмазной экспедиции по работам 1942 г. Свердловск, 1943, 183 с.

72. Ветчанинов В.А., Кичигин Ю.Н. и др. Отчет о результатах поисков первоисточников алмазов в бассейне р. Чикман в Александровском районе Пермской области за 1978-1982 гг. Пермь, 1982.

73. Ветчанинов В.А., Шестаков Ю.Н. Отчёт о результатах поисковых работ на алмазы в бассейне р. Яйвы (реки Чикман, Сюзь, Чаньва) в Александровском районе Пермской области за 1973-1979 гг.

74. Виллер Г.А., Фиргер Н.Б., Зобачев В.А. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000. 0-40-9-В (вост. пол.) -Г; 0-40-21-А (вост. пол.)-Б. Пермь, 1962.

75. Виллер Г.А., Качанов А.Н., Фиргер Н.Б. Геологическая карта Урала масштаба 1:50000, листы Р-40-141-Б,В (вост.пол.), 0-40-9-Б. (отчет Яйвинской геолого-съёмочной партии за 1957-59 гг.). Пермь, 1960.

76. Григорьев Л.В., Попов В.В. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы Р-40-114-Г и Р-40-126-Б. Отчет Ныробского отряда о поисково-съёмочных работах на западном склоне Северного Урала в бассейне р. Косьвы за 1968-71 гг. Пермь, 1972.
77. Григорьев Л.В., Попов В.В. Отчет Молмысского отряда о поисково-съёмочных работах, проведенных в Красновишерском районе Пермской области (среднее течение р. Язьвы) в 1972-74 гг. Пермь, 1975.
78. Григорьев Л.В., Попов В.В. Отчет Чикманского отряда о результатах геологической съёмки масштаба 1:50 000 на Северном Урале в бассейне р. Чикман (листы 0-40-20-Г (вост. пол.), 0-40-21-В и Г) за 1975-79 гг. Пермь, 1979.
79. Григорьев Л.В., Качанов А.Н. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы 0-40-20-А,Б,В,Г (зап. пол.), 0-40-21-А (зап. пол.). Отчет Ульвичской партии за 1963-67 гг. Пермь, 1968.
80. Гурьев Г.В., Гуляев Ю.А. Отчёт о результатах геофизических работ, выполненных в междуречье Чикмана, Чаньвы, Кади и Няра в Александровском районе Пермской области в 1977-1981 гг. Пермь, 1981.
81. Дибнер В.Д., Дибнер А.Ф., Черняк Г.Е. Окончательный отчет по геолого-геоморфологическим работам в бассейне рр. Тылая, Большой и Малой Косьвы, верхнего и нижнего течения р. Лобвы и среднего и нижнего течения р. Каквы. Ленинград, 1948, УГФ, фонд ПГРЭ.
82. Ефимов А.А., Иванов Л.П. Объяснительная записка к геологической карте Кытлымского платиноносного габбро-перидотитового массива. УГУ. Свердловск, 1960, 205 с.
83. Ефимов А.А., Чудов Ю.М. Геологическая карта Урала (крупномасштабная). Отчет о геологической съёмке в 1955 г. восточной части Кытлымского габбро-перидотитового массива. УГУ. Свердловск, 1956, 94 с.
84. Жученко А.Г., Костяшов Г.П. и др. Геоиндикационная карта Урала масштаба 1:200 000. 1976, № 034875.
85. Зильберман А.М. Схема межрегиональной корреляции магматических комплексов западного склона Северного и Среднего Урала в пределах Пермской серии листов (по состоянию на июль 1997 г.). ПГФ. 1997 г.
86. Зильберман А.М., Ведерников Н.Н. и др. Прогнозная карта на россыпное и коренное золото западного склона Среднего и Северного Урала масштаба 1:200 000. 1969, № 031696.
87. Зильберман А.М., Качанов А.Н., Харитонов Т.В. и др. Отчет по теме “Составление прогнозной карты масштаба 1:200 000 алмазоносных районов Урала на поиски первоисточников алмазов” за 1982-85 гг. Пермь, 1985.
88. Зильберман А.М., Цыганков В.А. и др. Отчет по теме: “Систематизация и анализ геологических и геофизических материалов на Красновишерском, Чусовском и Краснокамском перспективных полях с целью переоценки прогнозирования кустов кимберлитовых и лампроитовых тел”. Фонд Пермгеолкома, 1994 г.
89. Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Качанов А.Н. Отчет по теме: “Изучение щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма алмазоносных районов западного склона Среднего Урала и по поискам тел щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных изверженных пород, перспективных на алмазы в зоне сочленения западно-Уральской складчатой структуры и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория за 1976-78 гг.” Пермь, 1978.

90. Израилева Г.А., Катков В.П. Отчет по аэромагнитным работам Северного и Южного Урала за 1955 г. УГФ. 1956 г.
91. Иорданский Н.П. Краткий предварительный отчет маршрутной геологической съемки, проведенной летом 1929 г. по рекам Вишере и Косье. 1929 г.
92. Казачихин В.А., Сидоров И.П. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной на площади топотрапеций Р-40-XXVIII, XXXIV, XXXV, 0-40-IV, V в 1966-68 гг. Шеелит, 1968, фонд ПГРЭ, 199 с.
93. Клименко Б.В., Лычников В.А., Кузнецов В.И. и др. Отчет о геологической съемке (листы 0-40-10-Г, 0-40-22-А,Б – зап. пол.) и геологическом доизучении (лист 0-40-22-Б – вост. пол.) масштаба 1:50 000 в бассейне р. Тыпыл на Среднем Урале. Пермь, 1983, фонд ПГРЭ.
94. Копылов И.С. Составление геоэкологической карты Пермской области масштаба 1:500 000. Отчет Геоэкологической партии ПГГСП “Геокарта” по результатам геоэкологических исследований по теме № 48-96-9/11 на территории Пермской области в 1998-2000 гг. Пермь, 2000.
95. Краснов И.И. Сводная геоморфологическая карта алмазной полосы Среднего Урала масштаба 1:200 000. 1940, УГФ.
96. Кузнецов Е.А. Тектоника Среднего Урала. М., изд. АН СССР, 1941. 143 с.
97. Кутергин А.М., Пинегин Е.Ф., Евдокимова Л.М. Геологическая карта Урала масштаба 1:1 000 000, лист 0-40-10 (отчет о работе Тыпыльской геологоразведочной партии за 1952 г.). Пермь, 1953, фонд ПГРЭ.
98. Кухаренко А.А. Геология и литология немых палеозойских толщ на западном склоне Среднего Урала. 1946, 402 с.
99. Левицкий Ю.А., Николаев Н.М. Геоиндикационная карта Урала масштаба 1:200 000 листов Р-40-XXVIII, Р-40-XXXIV, 0-40-IV (вост. пол.), 0-40-V (зап. пол.), 0-40-X (вост. пол.), 0-40-XI (зап. пол.) по данным аэрофотосъемки. (Отчет о результатах дешифрирования материалов аэрофотосъемочных работ масштаба 1:200 000 для поисков алмазов за 1977-80 гг.). 1980, фонд ПГРЭ.
100. Лифшиц Г.Б., Павлючук Н.А. и др. Отчет по теме “Обобщение и интерпретация геофизических данных по западному склону Северного и Среднего Урала и восточной окраины Русской платформы”. 1972, № 033183.
101. Лукьянова Л.И. Пикритовые комплексы западного склона Урала, кандидатская диссертация. Ленинград ВСЕГЕИ, 1979.
102. Львов К.А., Евсеев К.П., Гурьянова В.Н. и др. Отчет о геологических исследованиях, произведенных в бассейнах рек Вишеры и Лозьвы (Сев. Урал) в 1951 году по теме: “Геология рудоносных районов Северного Урала и их перспективы”. ВСЕГЕИ. Ленинград, 1952, 351 с.
103. Миков Д.С. Магнитометрические разведки Вишерских железорудных месторождений. УГФ. 1941 г.
104. Младших С. В., Соляник Н.А., Зуев Н.А. Разработка детальной стратиграфической схемы докембрия западного склона Среднего Урала как основы геологического картирования и поисков по работам за 1978-1982 гг. Отчет ПГРЭ. Пермь, 1982, 381 с.
105. Младших С.В., Зильберман А.М., Зуев Н.А. и др. Сводная геологическая карта бассейнов рек Косьвы, Усьвы, Вильвы, Вижая, Койвы и Иса масштаба 1:100 000 (отчет Вильвенской геологосъемочной партии за 1961-65 гг.). ПКГРЭ. Пермь, 1966, 400 с.

106. Нояксова Л.Д. Отчёт отряда № 2. Специализированной гравиметрической партии № 4 о результатах гравиметрической съёмки масштаба 1:50 000, проведенной в 1986-88 гг. на Ольвинской площади. Шеелит, 1988, фонд ПГРЭ.
107. Папулов Г.Н. Стратиграфия осадочно-метаморфических толщ бассейна р. Косьвы (западный склон Среднего Урала) Свердловск, 1948.
108. Петров А.К., Цыганков В.А., Будрин Ю.Л. Отчет о гравиметрической съёмки масштаба 1:25 000, выполненной на Чикмано-Нярской площади в Александровском районе Пермской области в 1979-83гг. Пермь, 1983, фонд ПГРЭ.
109. Плотников В.Н., Втюрин В.И., Баранов А.В. отчет о геологической съёмке (листы 0-40-9-А зап.пол., В,Г – зап.пол.) и геологическом доизучении (листы 0-40-9-А вост.пол., Б – зап.пол.) масштаба 1:50 000 Ульвичской площади на Северном Урале в верховьях рр. Яйва, Ульвич и Молмыс в Красновишерском и Александровском районах Пермской области, проведенных в 1984-89 гг. Пермь, 1989, фонд ПГРЭ.
110. Плюснин К.П., Плюснина А.А. Объяснительная записка к схематической тектонической карте западного склона Среднего и Северного Урала (отчет Тагильской тематической партии за 1966-67 гг.). 1967, № 030654.
111. Попов Г.Н., Коган Е.М. и др. Отчет о результатах гравиметрической съёмки масштаба 1:50 000, проведенной на Тыпыльской площади топотрапедий 0-40-10-Б (В, Г), Г, 0-40-22-А, Б в 1979-81 гг. 1981, УГФ.
112. Рыбальченко А.Я. и др. Отчет о геологической съёмке масштаба 1:50 000 Ольвинской площади на Северном Урале в бассейне верхнего течения рр. Тыпыл и Каква (листы 0-40-10-Б, 0-40-11-А, 0-40-11-В) в Карпинском районе Свердловской области и Красновишерском районе Пермской области, проведенной в 1983-88 гг. Пермь, 1988, фонд ПГРЭ.
113. Соколов Б.И. Отчёт о результатах геофизических работ, проведенных Конжаковской партией в Карпинском районе Свердловской области в 1959 г. УТГУ. Свердловск, 1960, 68 с.
114. Суханов Л.П., Гетьман Д.С., Яковлев В.С. и др. Отчёт о поисковых работах на рассыпное золото и платину в северной части Волчанской депрессии в долинах рек Бол.Сосьвы, Сурьи Казанской и верховьях Бол. Косьвы за 1968-1976 гг. УКСЭ. Свердловск, 1977 г.
115. Сычкин Г.Н., Евдокимов А.Н. и др. Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на алмазы, проведенных в бассейне верхнего течения р. Яйвы в 1971-73 гг. Пермь, 1974.
116. Тетюев Н.Н. Отчет о геофизических работах в бассейне р. Язьва, проведенных в 1948 г. Кизел, 1949 г.
117. Тетюев Н.Н. Отчет об электроразведочных работах, проведенных в бассейне р. Яйва в 1949 г.
118. Тимофеева В.В., Кибалина Л.К. Отчёт об аэромагнитной съёмке, проведенной на западном и восточном склонах Урала и в Южном Зауралье в 1950 г. СУГТ. Свердловск, 1951, 96 с.
119. Трифанов В.П. Отчет о работе Кытлымского отряда Кытлымо-Исовской геоморфологической партии треста “Уралзолото” в 1939 г. в бассейнах рек Косьвы и Тылая на западном склоне Среднего Урала. Свердловск. 1941 г.
120. Ульмер А.Э. Геологическая карта Урала масштаба 1:200 000 в бассейнах рек Косьвы, Усьвы и Чикмана. 1932, № 14307.
121. Ульмер А.Э. Отчет о геологической съёмке в верховьях рр. Косьвы, Усьвы и Чикмана. 1931, № 14306.

122. Уфимцев В.А., Халымбаджа И.Г., и др. Отчет по аэрогеофизической съёмке, проведённой в Южном Зауралье и на Северном Урале в 1961 г. УГУ. Свердловск, 1962, 295 с.
123. Ушков Б.К. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы 0-40-23 (южн. пол.), 0-40-35-А, 0-40-34-Б (зап. пол.). Отчёт Вильвенского отряда о геологической съёмке на водораздельной части Среднего Урала в верховьях рек Б. Косьвы, Кырьи, Б. Язи, Павды Ляли, проведённой в 1969-72 гг. 1973, № 033624.
124. Ушков Б.К., Пинегин Е.Ф. и др. Геологическая карта масштаба 1:50 000, листы 0-40-22-В и Г (отчёт Вильвенского отряда по геологической съёмке на западном склоне Среднего Урала в бассейне верхнего течения р. Косьвы, проведённой в 1966-68 гг.). 1970, № 032253.
125. Федоров В.И. и др. Отчет Кытлымского отряда по результатам поисково-геоморфологических работ в районе Вишерско-Висимской депрессии (бассейн верховьев рр. Косьвы, Лобвы) в 1971-74 гг. Свердловск, 1975.
126. Халымбаджа И.Г., Алфутов В.А., Чурсин А.В. Отчет об аэромагнитной съёмке масштаба 1:10 000 на Тыпыльской площади 1978-79 гг. Свердловск, 1979, фонд ПГРЭ.
127. Цыганков В.А., Суворов Н.И., Будрин Ю.Л. Отчет о результатах гравиметрической съёмки масштаба 1:25 000, выполненной на Ульвичской площади в Александровском районе Пермской области в 1983-86 гг. Пермь, 1986, фонд ПГРЭ.
128. Чумаков А.М., Эсмонтович И.А. Отчет по геохимическим поискам первоисточников алмазов на западном склоне Северного и Среднего Урала за 1978-80 гг. 1980, № 036567.
129. Чумаков А.М., Эсмонтович И.А. и др. Отчет по поискам стратиформных месторождений медных руд в пестроцветных отложениях верхнего протерозоя – нижнего палеозоя зоны Центрально-Уральского поднятия (бассейн рек Косьвы, Серебрянки) за 1974-76 гг. 1976, № 034932.
130. Чурсин А.В. Отчёт о высокоточной аэрогеофизической съёмке масштаба 1:00 000, проведённой на Промысловском участке в 1979-1982 гг. (0-40-V, VI, XI, XII, XVII, XVIII).
131. Чурсин А.В. Отчет об аэромагнитной съёмке, выполненной на Соликамском участке в 1970-1974 гг. (0-40-IV, V, XI), 1974 г.
132. Шестаков Ю.Н., Ветчанинов В.А., Цыганков В.А. Отчет о результатах поисково-разведочных работ на алмазы в бассейне р. Яйвы (долина р. Чикман) в Александровском районе Пермской области за 1975-1978 гг.
133. Якимов Е.Г. Отчет о результатах поисков первоисточников алмазов в бассейне верхнего течения р. Чикман (Яйвинская ГРП). Пермь, 1990 г.
134. Якимов Е.Г. Отчет о результатах поисков алмазов в долине р. Кадь в Александровском районе Пермской области. Пермь, 1990 г.
135. Ярош А.Я., Кассин Г.Г. и др. “Составление схемы тектоники кристаллического фундамента Пермского Прикамья”. 1966 г.

## ПРИЛОЖЕНИЯ

## Приложение 1

## Химический состав интрузивных пород, вес.% Усвинский габбро-долеритовый комплекс

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.и.	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Σ	CO <sub>2</sub>	S(в)	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>
1	1044	51,88	9,92	1,92	0,14	16,07	4,09	6,79	1,91	0,22	4,63	2,21	0,15	99,93	0,35	<0,05	4,18
2	9034	49,54	10,40	5,52	0,19	14,37	3,58	9,03	2,00	0,16	2,68	2,33	0,41	100,21	≤0,25	≤0,05	2,60
3	9054	49,42	9,60	5,98	0,19	12,86	3,08	8,34	1,96	0,16	4,34	3,35	≤0,10	99,78	1,32	≤0,05	3,50
4	52	48,88	5,52	3,85	0,25	15,56	4,20	11,57	1,76	0,47	4,87	2,78	0,27	99,98	<0,15	<0,05	4,78
5	61	49,18	9,44	6,21	0,22	12,58	3,23	11,53	2,23	0,25	3,22	1,78	0,20	100,07	0,18	<0,05	3,00
6	3142	51,04	7,84	6,73	0,17	15,21	1,52	8,44	1,08	0,13	3,13	3,77	0,85	99,91	<0,15	<0,05	3,03
7	3143	50,40	9,44	4,60	0,17	15,70	2,06	9,63	1,61	0,16	2,79	2,79	0,63	99,98	<0,15	<0,05	2,71
8	3158	51,06	9,44	6,44	0,18	13,73	2,18	9,20	1,31	0,23	3,42	2,21	0,69	100,09	<0,15	<0,05	3,38
9	3159	48,8	9,04	4,60	0,18	15,85	3,53	9,38	1,73	0,21	3,94	2,13	0,71	100,10	<0,15	<0,05	3,90
10	3163	50,42	10,32	7,19	0,17	14,66	2,21	8,05	1,11	0,12	3,15	1,90	0,70	100,00	<0,15	<0,05	3,08
11	3165	50,82	9,28	2,99	0,17	15,48	2,86	9,41	1,90	0,27	3,52	2,70	0,64	100,04	<0,15	0,24	3,28
12	3170	48,78	9,12	3,51	0,19	16,62	3,23	9,92	2,15	0,36	3,12	2,56	0,47	100,03	<0,15	<0,05	3,07
13	8222	48,74	4,00	8,97	0,13	13,59	1,78	9,59	2,31	0,45	7,40	2,29	0,66	99,91	1,94	<0,05	5,40
14	8361	49,50	0,08	6,79	0,18	18,93	3,94	7,22	2,29	0,06	8,10	2,65	0,30	100,04	<0,15	<0,05	8,03
15	8382	46,72	8,40	4,95	0,18	18,66	5,63	6,65	1,08	0,22	6,17	1,08	0,27	100,01	<0,15	<0,05	6,09

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
16	186-1	49,97	1,40	14,08	3,14	8,46	0,03	4,12	10,42	2,82	1,20	0,19					3,67	99,50
17	290-1	48,71	2,00	15,42	3,78	10,29	0,03	4,11	10,21	1,84	0,50	0,21					2,66	99,76
18	342-1	48,80	1,65	13,66	2,77	10,02	0,03	4,97	10,48	2,90	0,90	0,23					3,28	99,69
19	696-1	49,62	1,25	10,23	6,88	7,82	0,01	6,33	11,77	2,18	0,50	0,25					3,22	100,06
20	891-1	48,83	1,70	14,06	7,73	9,71	0,05	4,52	7,00	0,76	0,14	0,19					5,34	100,03
21	826-1	47,43	1,98	14,62	6,54	8,99	0,02	6,47	5,60	1,90	0,14	0,19					4,10	99,79
22	230	47,54	2,00	16,26	5,43	7,93	0,20	5,68	10,25	1,74	0,25	0,20			0,19		5,02	100,50
23	1269-1	50,47	0,99	14,17	5,19	6,98	0,03	6,21	7,35	3,80	0,34	0,16					4,10	99,79

24	231	48,34	1,90	15,39	3,90	8,80	0,21	4,66	10,70	2,07	0,50	0,17			0,19		3,26	99,90
25	237	49,08	1,90	12,09	4,36	8,44	0,26	6,89	10,18	2,68	0,25	0,45			0,16		3,38	99,56
26	819	48,16	2,40	16,48	3,14	9,36	0,33	3,16	9,46	3,16	0,50	0,11			0,05		3,53	99,81
27	841	50,14	1,60	13,61	3,22	8,94	0,23	5,80	10,20	1,90	0,66	0,09					3,39	99,80
28	4369	46,06	2,30	14,97	3,71	9,70	0,21	5,82	10,97	2,08	0,50	0,17			0,18		3,81	99,89
29	2758	50,02	1,40	15,07	3,08	7,92	0,21	6,39	11,00	1,92	0,62	0,13			0,10		3,22	100,15
30	1358	57,40	1,51	15,57	2,36	9,04	0,18	5,008	9,81	2,43	0,43	0,09					3,54	100,44
31	779-2	50,34	1,56	13,13	2,45	10,74	0,22	6,83	8,97	2,00	0,32	0,14					3,61	100,28
32	2575	46,88	2,40	12,01	2,96	8,32	0,17	9,08	9,53	4,30	0,10	0,49					3,24	99,44
33	2259	48,54	1,13	16,36	1,64	8,23	0,18	6,72	11,21	1,77	0,68	0,14					3,19	99,79
34	1822	47,70	1,42	16,38	1,64	9,81	0,18	6,43	9,43	2,05	0,92	0,09					4,05	99,60
35	1765	45,94	1,53	13,56	2,74	11,52	0,18	6,36	8,35	2,87	0,72	0,16					5,62	99,55
36	258-4	48,35	1,17	14,63	2,18	8,46	0,18	7,66	11,84	1,50	0,52	0,08					3,30	99,90
37	3110	50,02	1,25	14,66	2,15	8,45	0,20	6,98	9,24	2,57	1,41	0,09					3,22	100,24
38	3118-1	48,54	1,89	13,66	3,14	10,21	0,24	6,53	9,40	1,85	0,45	0,16					3,37	99,44
39	7647-4	49,84	1,76	15,09	1,04	11,02	0,20	6,36	10,84	1,83	0,26	0,20					1,84	100,24

### Кваркушский габбро-долеритовый комплекс

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	3021	47,96	2,25	13,61	2,87	11,33	0,22	5,94	9,65	2,26	0,69	0,16			0,26	3,00	3,38	100,32
2	4804	45,60	0,63	14,42	1,94	8,33	0,23	12,09	11,37	1,20	0,10	0,03			0,06	4,16	4,26	100,20
3	7315	48,50	2,30	13,95	4,01	9,78	0,19	5,43	9,40	2,14	1,09	0,16			0,22	3,00	3,10	100,12
4	7368	48,64	1,10	14,90	2,79	7,71	0,19	7,20	11,55	2,00	0,10	0,05			0,13	2,28	3,20	99,56

**Ишеримский габбро-долеритовый комплекс**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	558	44,38	1,22	12,42	0,92	9,35	0,20	6,38	10,12	2,64	0,07	0,10			8,09	4,00	12,39	100,19
2	691 <sup>a</sup>	48,92	1,17	13,79	0,37	8,67	0,18	7,21	6,49	2,74	0,24	0,18			4,12	4,40	9,72	99,65

**Кусьинский пикрит-эссекситовый комплекс**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	563-1	41,76	6,60	12,34	7,01	9,64	0,05	6,18	7,56	2,24	0,86	0,07					4,51	99,52
2	795	43,96	4,84	14,36	10,64	5,83	0,03	5,64	4,90	1,88	0,66	0,23					6,60	99,57
3	308-12	44,00	3,00	15,59	12,24	3,62	0,06	5,61	6,15	2,04	3,04	0,60					3,85	99,80
4	309-1	44,16	3,60	13,80	3,84	11,45	0,03	5,62	6,97	3,38	0,25	0,63					5,31	99,64
5	459	36,92	1,40	13,31	4,41	19,76	0,06	8,93	5,88	1,12	0,7						7,16	99,77
6	459-1	38,20	1,50	12,50	4,50	10,10	0,05	13,20	5,45	1,10	0,20	0,05					8,20	100,50
7	3666	43,74	1,66	7,85	6,85	6,29	0,22	21,82	3,41	0,56	0,12	0,39					6,92	99,83
8	8423	47,34	0,98	7,06	3,75	8,26	0,16	21,91	2,56	0,30	0,21	0,29				7,11	7,21	100,03

**Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ	Ni	Co
1	3117	37,56	0,05	0,24	3,82	10,08	0,36	41,59	0,59	0,08	-	0,01	0,10		5,95	100,56	0,12	0,006
2	3118	36,76	0,07	0,29	5,05	6,85	0,31	42,80	1,19	0,08	-	0,01	0,10		6,37	100,00	0,11	0,005
3	3151	38,33	0,05	0,34	5,20	4,88	0,31	42,20	1,25	0,08	-	0,01	0,27		7,13	100,16	0,10	0,007
4	3108	41,36	-	0,40	6,34	6,56	0,29	36,92	0,88	0,06	0,08	-	0,28		12,91	100,14	0,12	0,005
5	3131	49,02	0,23	2,10	4,44	4,71	0,23	19,20	17,01	0,22	0,08	0,01	-		2,56	93,81	-	-
6	3214	46,24	0,60	3,35	5,22	6,11	0,28	15,22	20,57	0,14	0,04	-	0,05		2,02	99,87	0,02	0,01
7	3217	49,52	0,15	1,76	3,91	3,85	0,19	19,62	17,87	0,18	0,08	-	0,09		2,62	99,86	0,002	0,002
8	3150	49,76	0,15	0,98	3,07	2,46	0,27	22,56	17,31	0,22	0,08	-	0,24		2,94	100,08	0,04	0,005
9	3189	47,86	0,20	1,73	1,79	0,05	0,26	25,74	14,79	0,18	0,08	0,01	0,17		1,06	99,97	0,05	0,003
10	3215	44,99	0,40	2,53	5,28	8,00	0,29	19,79	15,26	0,16	-	0,01	-		3,13	99,88	-	-
11	3110	46,92	1,00	16,32	2,92	9,22	0,28	10,33	5,32	2,70	1,09	0,36	0,02		3,34	99,83		

**Верхнесеребрянский сиенит-трахидолеритовый комплекс**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	263 <sup>1</sup>	59,28	2,60	15,83	8,02	1,99	0,01	0,92	1,80	2,70	2,44	1,47					2,54	99,60
2	1373	65,97	0,65	16,44	4,40	1,35	0,01	0,92	0,83	3,94	2,92	0,11					1,97	99,51

**Кривинский комплекс габбро-гранитоидный (сиенит-порфиры)**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	3263	65,56	0,35	16,44	2,60	2,10	0,21	0,85	0,89	9,36	0,21	0,03	0,03		0,13	1,02	1,15	99,78
2	2989	67,02	0,17	16,91	1,86	1,12	0,12	0,21	1,19	5,36	4,40	0,04	0,02		0,10	1,14	1,39	99,81
3	3262	62,75	0,35	17,78	3,63	1,26	0,26	1,05	1,03	7,52	3,10	0,02	0,02		0,02	1,00	1,04	99,84
4	6798	63,69	0,25	17,05	1,03	1,35	0,25	0,32	0,75	6,86	3,78	0,03	0,03		0,02	1,28	1,43	99,81
5	6899	59,32	0,60	18,93	5,59	2,34	0,08	0,10	1,17	7,26	2,80	0,04	0,03		0,05	1,52	1,61	99,87
6	3367	72,00	0,15	10,92	1,34	1,32	0,04	0,21	1,81	1,62	9,24	0,03					1,63	100,31
7	1702-1	76,01	0,37	12,89	0,79	0,71	0,02	0,85	0,77	3,92	2,60	0,12					1,12	100,17
8	1703-1	77,33	0,20	13,28	0,71	0,64	0,02	0,55	0,21	4,40	1,86	0,18					0,79	100,17
9	XXIII-4	70,22	0,50	14,98	0,60	3,42	0,06	0,84	1,77	4,50	0,32	0,16					2,47	99,84
10	XXIII-6	67,97	0,60	14,65	1,66	3,73	0,05	1,55	2,47	4,12	0,55	0,18					2,29	99,82

**Кривинский комплекс габбро-гранитоидный (габбро-долериты)**

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
1	2	41,24	1,65	22,81	0,37	9,25	0,06	6,91	7,28	1,90	0,88	0,40			-			7,44	99,39
2	2-2	44,90	1,70	17,11	3,06	6,50	0,07	6,94	11,92	1,50	1,40	-			0,07			4,76	99,86
3	50	45,75	0,85	13,97	1,64	8,74	0,10	9,03	11,25	2,44	-	0,18			-			5,71	99,66
4	804	47,76	1,00	12,74	5,35	7,25	-	5,72	13,70	0,84	1,34	0,32			0,04			3,61	99,63
5	806	48,50	1,40	15,62	3,25	7,22	0,03	6,25	9,74	1,52	0,90	0,25			0,06			5,07	99,76

## Химический состав вулканогенных пород, вес. %

№п/п	№ пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cz <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П.п.и.	Σ
<b>Пальничнинская свита</b>																		
1	1523-1	48,77	1,25	16,46	3,35	10,10	0,03	4,69	3,90	3,34	0,50	0,24					7,54	100,27
2	1551-1	54,14	0,65	12,47	1,79	7,96	0,03	6,10	4,80	2,06	1,00	0,17					8,54	99,71
3	1719-1	48,70	1,00	14,08	4,06	5,31	0,07	8,67	11,90	1,46	0,20	0,62					4,18	100,25
4	2897	42,72	2,70	13,83	6,30	8,28	0,26	6,43	9,54	1,93	0,30	0,12					3,89	100,30
5	6943	46,96	4,00	14,68	4,99	11,54	0,11	3,21	4,17	2,00	1,10	0,59					6,53	99,88
6	8087	47,26	4,10	15,50	4,09	9,91	0,18	6,43	3,28	4,42	0,10	0,36					4,41	100,04
7	6966	52,48	0,45	15,96	5,70	6,67	0,20	4,28	6,56	2,96	0,30	0,19					4,02	99,77
8	6804	48,02	2,50	11,96	1,46	16,02	0,36	7,28	6,56	0,91	0,06	0,09					8,16	99,88
9	6959	61,54	1,10	16,40	2,62	5,66	0,13	2,57	1,49	2,40	2,00	0,11					3,88	99,90
10	9045	46,98	1,30	13,56	2,61	8,80	0,26	7,38	12,42	1,86	0,12	0,06					4,35	99,70
11	3225	47,72	1,80	13,11	3,89	9,64	0,29	6,96	9,46	2,88	0,08	0,09					1,90	99,82
12	3230	46,20	1,45	13,99	3,00	8,80	0,29	7,27	11,83	1,86	0,32	0,10					4,93	100,04
13	1601-2	50,24	2,10	14,95	1,98	8,62	0,02	6,17	5,04	5,20	0,20	0,41					4,63	99,50
14	1602-1	46,94	1,10	13,72	2,10	8,33	0,04	8,40	5,18	7,44	0,20	0,05					5,74	99,24
15	51-6	47,6*9	1,00	12,91	2,25	10,08	0,10	8,27	5,68	1,40	0,40	0,08					10,03	99,89
16	809	49,98	0,65	12,44	5,34	8,32	0,03	4,90	6,97	3,04	3,07	0,53					4,41	99,68
17	821-8	50,06	0,98	17,25	2,17	8,63	0,08	7,80	2,70	3,54	0,96	0,17					5,22	99,56
18	810-1	55,74	1,05	11,91	2,97	9,43	0,02	6,65	3,99	2,46	0,60	-					4,92	99,77
19	811	36,17	1,25	13,07	1,28	9,27	-	4,72	17,50	2,70	0,25	0,27					13,34	100,52
<b>Вильвенская свита</b>																		
1	920-2	39,43	3,80	12,73	18,59	3,66	0,06	5,19	7,22	2,00	1,05	0,39					5,68	99,77
2	2302-1	42,31	6,12	11,63	10,13	5,75	0,01	6,17	7,42	1,80	4,28	1,13					4,07	100,82
3	2405-A	42,44	3,96	12,95	9,73	8,63	0,06	3,45	7,14	3,40	0,58	0,85					6,34	99,53
4	10	47,30	2,48	14,55	10,46	2,95	0,02	6,02	4,83	6,10	1,50	0,29					3,00	99,50
5	82-1	45,77	2,30	16,28	9,06	3,31	0,02	6,02	4,83	3,84	3,80	0,12					4,00	100,55
6	84-1	43,90	1,80	15,49	6,46	5,47	0,05	9,39	10,08	3,34	0,16	0,08					4,08	100,30

7	1002	45,27	1,74	14,64	10,15	3,23	0,06	7,46	12,88	0,44	0,14	0,23					4,46	100,70
8	1067-1	48,56	1,76	12,50	3,95	10,79	0,06	5,90	10,36	2,22	0,34	0,18					3,21	99,83
9	2805-1	48,96	2,90	14,72	11,14	3,80	0,12	6,88	6,64	0,46	0,50	0,45					3,25	99,79
10	551-2	52,74	3,20	13,29	13,69	0,93	0,06	2,98	3,64	6,56	0,50	0,28					1,67	99,54
11	2805-5	52,82	2,90	12,71	16,23	3,30	0,09	1,86	3,46	3,92	0,12	0,76					1,66	99,83
12	523	56,90	1,60	14,88	4,30	6,58	0,21	2,53	3,55	4,12	1,08	0,48					3,60	99,85
13	2829	45,68	2,15	17,17	6,39	7,11	0,15	5,04	7,79	3,42	0,41	0,23					4,47	100,01
14	833	54,62	1,32	13,95	6,76	4,33	0,21	2,75	10,62	1,39	0,30	0,12					3,32	99,69
15	2807	51,72	1,63	15,62	3,48	6,61	0,16	4,03	6,49	5,24	0,45	0,20					3,87	99,50
16	2828	43,38	2,45	16,98	3,10	8,10	0,21	5,94	7,63	3,43	0,41	0,23					5,31	100,17
17	2852	53,28	2,28	14,28	8,41	5,09	0,19	3,25	7,16	3,00	1,19	0,08					2,40	99,58
<b><i>Керноская свита</i></b>																		
1	2173	46,91	2,88	13,56	9,57	5,14	0,17	5,68	5,80	3,86	0,41	0,36					5,82	99,76
2	2329	49,41	2,23	13,67	7,49	5,74	0,19	6,59	6,53	3,30	0,57	0,25					3,85	99,82

## Приложение 2

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых листа О-40-V Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000

индекс клетки	номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Тип месторождения	Ссылка на литературу	Состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ					
П л а т и н а					
III - 4	17	Р. Тылай	россыпь	62	отработано
IV - 4	1	Р. Косьва, Большая Косьва	россыпь	124	отработано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ					
А л м а з ы					
IV - 1	14	Р. Чикман	россыпь	133	эксплуатируется
IV - 1	23	Нижнее течение р. Сюзь	россыпь	62	законсервировано

вы

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых ореолов (ШО), потоков (ШП) и отдельных шлиховых проб с алмазами (Ш), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), гидрохимических (ГДХА) и биогеохимических (БГХА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых листа О - 40 - V Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 200 000

инд. кл-ки	номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
1	2	3	4	5
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
1. ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ				
Ж е л е з о				
IV - 2	2	Верхне - Косьвинское проявление железных руд	78	ПМ. Зона брекчирования с лимонитовым цементом. Мощность до 1м, протяженность до 30 м. Содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - до 55%, кобальта 0,07%
IV - 3	3	Междуречье Каменка - Дикарка	124	ПМ. Прослой гематитовых руд в алевритовых и песчанистых сланцах. Содержания Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> - 10 - 64%, серебра - до 2,4 - 6,6 г/т. Мощность пачки более 36 м
IV - 3	24	Правобережье ручья Осянка	124	П. Прослой гематит-магнетитовых руд мощностью до 0,3 м с содержанием Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> до 33,7% и руд с вкрапленной гематит-магнетитовой минерализацией (содержание Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> до 24%, FeO до 12,5%). Повышенная концентрация иттрия (до 0,08%), кобальта (0,03%)
IV - 4	19	Успенский рудник (левобережье р.Кырья)	124	ПМ. Отработанное мелкое месторождение лимонитовых руд.
М а р г а н е ц				
IV - 1	17	Бассейн р.Чердынская	78	ПГХО. Высокие концентрации марганца (2), повышенные - никеля, хрома, цинка, свинца, ванадия, бериллия, циркония в терригенных породах
IV - 3	11	Левый приток реки Сухая Кырья	124	ПМ. Сланцы глинисто-алевритовые. Содержание марганца - 0,1%
IV - 3	12	Левый приток реки Сухая Кырья	124	ПМ. Сланцы глинисто-алевритовые. Содержание марганца - 0,1%

IV - 4	14	Левобережье р.Большая Косьва (западнее устья р.Фарковки)	124	ПМ. Высокая концентрация марганца (3%) в хлорит-слюдисто- кварцевых сланцах
IV - 4	20	Северный склон г.Алешин Камень	124	ПМ. Тектонический контакт известняков и сланцев. Высокая концентрация марганца - до 3%
IV - 4	22	Правобережье ручья Половинка	124	ПМ. Переслаивание сланцев и известняков. Высокая концентрация марганца - до 3%
Х р о м				
II - 2	6	Междуречье Таинка-Яйва	выявлено авторами	ПГХО. Повышенные (3 ) концентрации хрома в коренных породах
IV - 4	12	Левобережье р.Фарковки	124	ПМ. Высокая концентрация хрома – до 0,3% - в пироксенитах
IV - 4	13	Р.Сев.Фарковка	124	ШП. Высокая концентрация хромита в аллювии - от 490 до 1100 - 1800 г/м <sup>3</sup>
Т и т а н				
IV - 3	6	Правобережье р.Каменка	124	ПМ. Повышенная (3%) концентрация титана в терригенных породах
IV - 3	15	Левобережье р.Сухая Кырья	124	ПМ. Повышенная концентрация титана (3%) и ванадия (2) в терригенных породах
IV - 3	18	Левобережье р.Ослянка	124	ПМ. Повышенная (3%) концентрация титана в терригенных породах
2. ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ				
М е д ь				
I - 1	6	Правобережье р.Молмыс	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	7	Правобережье р.Беззадая	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	8	Река Беззадая	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита и сфалерита
I - 1	10	Верховья р.Беззадая	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	11	Правобережье р.Бол.Сирья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	15	Правобережье р.Вост.Сирья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	17	Междуречье Антоњева-Мал.Урса	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 1	18	Левобережье р.Полуденная Сирья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита

I - 1	19	Междуречье р.Полуденная Сирья и р.Вост.Сирья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 2	3	Устье реки Малая Мунья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 2	5	Устье реки Малая Кызья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 2	6	Левобережье реки Молмыс	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита и сфалерита
I - 2	7	Правобережье реки Молмыс	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 2	8	Устье р.Бол.Кызья	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью халькопирита
I - 4	3	Правобережье реки Улс	112	ПМ. Углисто-слюдисто-хлоритовые сланцы с вкрапленностью халькопирита (в % от веса тяжелой фракции) и шеелита (1 зн)
I - 4	5	Междуречье Тыпыл-Ольховка	112	ПМ. Слюдисто-кварцевые прожилки в метагббро-долеритах с мелкой вкрапленностью халькопирита и флюорита
I - 4	13	Междуречье Тыпыл-Пожва	112	ПГХО. Повышенные концентрации меди (2), свинца (1), цинка (1) и молибдена (1) в коренных породах
I - 4	17	Верховья ручья Чекашир	112	ПМ. Метагббро с мелкой вкрапленностью халькопирита
I - 4	18	Междуречье Тыпыл-Пожва	112	ПМ. Карбонат-эпидот-кварцевые метасоматиты среди метабазальтов с вкрапленностью халькозина, халькопирита, борнита. Концентрация меди - до 0,2%
I - 4	36	Правобережье реки Нязьва	112	ПМ. Высокая концентрация меди (0,1%), молибдена (0,0005%), олова (0,0007%) и цинка (0,015%) в хлорит-слюдисто-кварцевых сланцах
II - 1	15	Правобережье р.Яйва ниже устья р.Слудка	109	ПМ. Габбро-долериты с вкрапленностью халькопирита
II - 1	17	Междуречье Яйва - Рассольная	109	ПМ. Песчаник с вкрапленностью халькопирита
II - 1	19	Левобережье р.Яйва выше устья р.Таинка	109	ПМ. Песчаник с вкрапленностью халькопирита
II - 2	2	Междуречье Яйва - Шувалдышная	выявлено авторами	ПМ. Габбро-долериты с вкрапленностью халькопирита
II - 2	5	Правобережье р.Яйва выше устья р.Таинка	109	ПМ. Песчаник с вкрапленностью халькопирита
II - 2	7	Река Яйва возле устья р.Абия	109	ПМ. Песчаники с редкой вкрапленностью халькопирита
II - 2	8	Р.Яйва между р.р.Губь и Абия	109	ПМ. Песчаники и тиллитовидные конгломераты с редкой вкрапленностью халькопирита, сфалерита и флюорита
II - 3	5	Правобережье р.Тыпыл	93	ПМ. Высокие (0,1%) концентрации меди, повышенные - свинца (2) и цинка (1) в коренных породах
III - 3	13	Ручей Чердынский	93	ПМ. Высокая концентрация меди (0,1%), повышенная - молибдена (1) в изменённых хлорит-глинисто-кварцевых сланцах

III - 4	1	Междуречье р.р. Слудка - Большая	93	ПМ. Сланцы хлорит-слюдисто-кварцевые. Высокая концентрация меди (0,1%), повышенная - цинка (1)
III - 4	4	Междуречье р.Омутошная (вост.)-Луговая	93	ПМ. Сланцы хлорит-слюдисто-кварцевые с повышенной (до 0,1%) концентрацией меди
III - 4	10	Бассейн р.Тылай в р-не ручья Сосновка	93	ПГХО. Метабазальты в экзоконтакте дунитового массива. Повышенные концентрации меди (2), цинка (1)
IV - 1	1	Верховья р.Рассольная	78	ПМ. Вкрапленность халькопирита в пикритах и эссексит-долеритах
IV - 1	25	Правобережье р.Чикман	78	ПМ. Халькопиритовая минерализация в терригенных породах
IV - 1	31	Верховья р.Полуденная	78	ПМ. Халькопиритовая и галенитовая минерализация в породах трахибазальтово-щёлочно-ультраосновного состава
IV - 1	33	Верховья р.Полуденная	78	П. Высокая концентрация меди (0,3%) в породах трахибазальтово-щелочно-ультраосновного состава
IV - 2	5	Междуречье Чикман-Заболотная	78	ПМ. Полиметаллическая (медь, свинец, цинк) минерализация в терригенных породах
IV - 2	6	Междуречье Чикман-Заболотная	78	П. Высокая концентрация меди (0,7%) в кварцевых песчаниках
IV - 2	7	Левобережье р.Косьва	78	ПМ. Повышенная концентрация меди (0,1%) в тиллитовидных конгломератах
IV - 2	8	Междуречье Чикман-Пашковка	78	П. Высокая концентрация меди (0,7%) в кварцевых песчаниках
IV - 2	10	Верховья реки Полуденная	78	ПМ. Халькопиритовая минерализация в вулканогенных породах трхибазальтово-щелочно-ультраосновного состава
IV - 2	11	Верховья реки Полуденная	78	ПМ. Халькопиритовая минерализация в вулканогенных породах трхибазальтово-щелочно-ультраосновного состава
IV - 2	13	Левобережье р.Нижняя Сенная	78	ПМ. Полиметаллическая (медь, свинец) минерализация в терригенных породах
IV - 3	7	Правобережье реки Кырья (участок Самотойный)	124	П.Кварцевые жилы мощностью более 2,5 м на контактах сиенит-порфиоров с известняками. Содержание меди до 43,75%; повышенная концентрация хрома (3), никеля (1), бериллия (1), иттрия (1)
IV - 4	5	Водораздел Крутая-Северная Фарковка	124	ПМ. Габбро-долериты. Высокая концентрация меди - до 0,3%, повышенная - кобальта (1)
IV - 4	11	Истоки р.Самотойная	124	ПМ. Высокая концентрация меди - до 0,3%, повышенная (1) - кобальта в доломитах
IV - 4	17	Левобережье р.Большая	124	ПМ. Высокая концентрация меди – 0,1% - в метабазитах

				С в и н е ц
I - 4	1	Правобережье реки Улс	112	ПМ. Гидротермально изменённые известняки. Содержание свинца - 0,3%, цинка - 0,3 %, меди - 0,02%.
I - 4	10	Правобережье реки Тыпыл	112	ПМ. Метагаббродолериты с мелкой вкрапленностью галенита и халькопирита
I - 4	25	Река Пожва	112	ПМ. Высокая концентрация свинца (0,1%), повышенная - цинка (0,03%) в карбонатизированных породах
II - 1	9	Левобережье реки Большая Рассольная	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью галенита
II - 3	3	Р.Кривая	93	ШП. Высокие (до 1% веса тяжелой фракции) концентрации олова и свинца, повышенные - меди в шлиховых пробах
II - 3	4	Верховья рек Кадымка и Чижевкина	93	ВГХО.Повышенные (1) концентрации свинца в рыхлых отложениях
III - 1	11	Верховья р.Самара	выявлено авторами	БГХА. Повышенная (0,03 - 0,05%) концентрация свинца в растениях. В отдельных пробах - повышенные концентрации молибдена (до 0,01%), кобальта (до 0,01%), иттрия (до 0,01%), вольфрама (до 0,005%), серебра (до 1 г/т), меди (до 0,03%), цинка (до 0,04%)
III - 3	4	Верховья рек Губь и Кадь	выявлено авторами	БГХА. Высокие (0,03%, до 0,1%) концентрация свинца в растениях
III - 3	8	Левобережье р.Тыпыл в районе устья р.Пальничная	93	ПГХО. Высокая (2) концентрация свинца, олова в коренных породах
III - 3	17	Междуречье Луговая - Сухой Тыпылец	93	ПГХО. Повышенная (1) концентрация свинца, цинка в известняках, доломитах и корах выветривания
III - 4	6	Междуречье р.Омутошная (вост.) - Большая	93	ПМ. Сланцы хлорит-слюдисто-кварцевые с высокой (0,15%) концентрацией свинца и повышенной (1) – меди
IV - 1	10	Междуречье Чердынская - Молчанка	78	ПМ. Высокая концентрация свинца (0,1%), повышенная - меди (2 ) в терригенных породах
IV - 1	11	Правобережье р.Чердынская	78	ПМ. Высокая концентрация свинца (0,1%) в терригенных породах
IV - 1	29	Среднее течение р.Полуденная	78	ПМ. Высокие концентрации свинца (0,3%), повышенные - меди (3) в коренных породах
IV - 3	8	Междуречье Сухая Кырья - Каменка	124	ПМ. Высокая концентрация свинца (0,2%) и цинка (0,1%) в терригенных породах
IV - 3	9	Междуречье Сухая Кырья - Каменка	124	ПМ. Высокая концентрация свинца (0,1%) в терригенных породах
IV - 4	2	Левобережье р.Бол.Косьва в ее приустьевой части	124	ПМ. Вкрапленная сульфидная минерализация в осветленных известняках с прослоями доломитов. Высокая концентрация свинца - до 0,3% и никеля - до 0,3%, повышенная - молибдена (1)

				Ц и н к
I - 1	9	Река Беззаяда	109	ПМ. Песчаник с редкой вкрапленностью сфалерита
II - 1	4	Правобережье р.Ленёвка	109	ПМ. Вкрапленность сфалерита в песчанике
II - 1	8	Р.Жабиха	109	ШП. Редкие знаки сфалерита в аллювии
II - 1	13	Р.Яйва выше устья р.Ёлочка	109	ПМ. Песчаник с вкрапленностью сфалерита и флюорита
II - 1	16	Устье р.Слудка	109	ПМ. Песчаник с вкрапленностью сфалерита и флюорита
II - 4	1	Левобережье р.Старая	93	ПГХО. Повышенные (1) концентрации цинка, свинца, меди и олова в известняках; весовые концентрации флоренсита в тяжёлой фракции аллювия
II - 4	6	Междуречье Моховитая - Долгая	93	ВГХО. Повышенные концентрации цинка (1) в рыхлых отложениях
III - 3	6	Междуречье рр.Тыпыл-Омутошная	93	ПГХО. Повышенные (1) концентрации цинка и кадмия в карбонатных породах
III - 3	19	Верховья ручья Сухой Тыпылец	93	П. Вкрапленная сфалеритовая минерализация в известняках, доломитах и корах выветривания этих пород
III - 3	20	Междуречье Сухой Тыпылец-Глубокая	93	ПМ. Зона вкрапленной сфалеритовой минерализации в известняках; высокая концентрация цинка (0,2%)
IV - 1	13	Междуречье Рассольная-Каменка	78	ГДХА. Высокие ( до 0,47 мг/л) концентрации цинка в водах источников
				Н и к е л ь
I - 3	7	Междуречье Губь - Северная Губь	выявлено авторами	ПМ. Габбро-долериты с высокими концентрациями никеля (0,15%), кобальта(3) и хрома (3), повышенными (1) - цинка и скандия
III - 4	5	Междуречье р.Омутошная (вост.)-Луговая	93	ПГХО. Повышенные концентрации (1) никеля, меди, цинка, кобальта в хлорит-слюдисто-кварцевых сланцах
III - 4	11	Междуречье р. Берёзовка Фотиных и р.Луговая	93	ПГХО. Повышенные концентрации никеля (2), кобальта (2), меди (1) в коренных породах
III - 4	13	г. Сосновский Увал	93	ПГХО. Повышенные концентрации никеля (2) и кобальта(1), в дунитах
III - 4	15	Западный склон г. Сосновский Увал	93	ПМ. Высокая концентрация никеля (0,2%) в дунитах
IV - 1	19	Руч.Каменка	78	ВГХП. Повышенные концентрации никеля, кобальта, вольфрама, молибдена и свинца в пролювиальных отложениях

IV - 3	1	Междуречье р.Каменка - Косьва	124	ПМ. Зона тектонического контакта известняков и песчано-глинистых сланцев. Концентрация никеля - 0,05%; повышенные концентрации кобальта, бария, урана
IV - 3	25	Г.Растесский Камень	124	ПМ. Зона изменения и сульфидизации в конгломератах. Концентрация никеля - до 0,1%
IV - 4	4	Юго-западный склон г.Сосновский Увал	124	ПМ. Дуниты. Высокая концентрация никеля – 0,7%, хрома - 1%
IV - 4	8	Левобережье ручья Северная Фарковка	124	ПМ. Дуниты. Концентрация никеля - 0,06%, хрома - 1%
К о б а л ь т				
II - 1	3	Ручей Ленежка	109	ВГХП. В донных отложениях - повышенные ( 2 ) концентрации кобальта; шлихогеохимический поток кобальта, никеля, ванадия и молибдена
IV - 1	9	Междуречье Рассольная-Каменка	78	ПМ. Эндоконтакт тела эссексит-диабазов. Высокая концентрация кобальта (более 0,3%), никеля (1%:), меди (0,07%), свинца (0,02%), цинка (0,1%), марганца (более 1%)
IV - 3	10	Междуречье Сухая Кырья-Каменка-Тулумка	124	ПМ. Зона измененных песчано-глинистых сланцев. Содержание кобальта - более 0,03%
М о л и б д е н				
I - 3	1	Р.Ольховка	Выявлено авторами	ВГХП. Повышенные (1) концентрации молибдена, ванадия, свинца, иттрия, ниобия, лантана и церия в донных отложениях
I - 3	3	Реки Северная и Южная Бурнима	Выявлено авторами	ВГХП. Высокие концентрации молибдена (до 0,001 - 0,003%), повышенные (1) - ванадия, цинка, лантана, церия и ниобия в донных отложениях
I - 3	4	Верховья р.Южная Бурнима	выявлено авторами	ПМ. Высокие концентрации молибдена (до 0,009%) в кварцевой прожилково-жильной зоне, секущей хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы
I - 3	5	Р.Широкая	выявлено авторами	ВГХП. Высокие концентрации молибдена (до 0,0015%), повышенные (1) - ванадия, меди, цинка и ниобия в донных отложениях
I - 3	6	Междуречье Бурнима - Тыпыл - Яйва	Выявлено авторами	ПГХО. Высокие (3) концентрации молибдена, повышенные (1) - никеля, кобальта, ванадия, свинца, цинка, иттрия, иттербия, циркона, бериллия

I - 4	6	Междуречье Улс-Пожва	112	ГДХА. Повышенные (1) концентрации молибдена в водах источников
I - 4	23	Река Тыпыл возле устья реки Широкой	112	ГДХА. Высокие (2) концентрации молибдена, серебра и олова в водах источников
I - 4	28	Междуречье Пожва-Нязьва	112	ПМ. Молибденит в корах выветривания филлитов
II - 1	14	Правобережье р.Яйва	74	ПМ. Повышенная концентрация молибдена (0,1%) в кварцитовидном песчанике
II - 2	1	Междуречье Верх.Березовка-Березовая	109	ПМ. Высокая концентрация молибдена (до 0,01%) и хрома (0,1%) в окварцованных углистых песчаниках
II - 3	1	Верховья рек Яйва и Малая Яйва	выявлено авторами	БГХА. Высокие концентрации молибдена (2) и повышенные - вольфрама (1) в растениях
II - 3	2	Верховья р.Яйва	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,01%) концентрация молибдена, повышенная (2) - хрома в окварцованных и серицитизированных песчаниках
II - 3	6	Верхнее течение р.Тыпыл	93	ГДХА. Повышенные (до 0,0006%) концентрации молибдена в водах источников
II - 4	4	Бассейн р.Южная Каква	93	ВГХО. Повышенные концентрации молибдена (1) в рыхлых отложениях
III - 1	4	Правобережье р.Кадь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация молибдена (0,1%) в песчаниках
III - 1	14	Левобережье р.Кадь	выявлено авторами	ПГХО. Высокие концентрации молибдена (3) в коренных породах
III - 1	16	Левобережье р.Кадь	выявлено авторами	ПГХО. Высокие концентрации молибдена (3) в коренных породах
III - 3	1	р. Тыпыл возле устья р.Щучьей	93	ГДХА. Высокая (до 0,0003%) концентрация молибдена в водах источников
III - 4	12	Правобережье р.Тылай	93	ПМ. Дайка сиенит-порфиров мощностью 140 м. Высокие концентрации молибдена (до 0,05%), церия (до 0,1%), тантала (до 0,0016%), ниобия до 0,046%), циркония (до 0,3%), лантана (до 0,005%) и олова (до 0,005%)
IV - 1	32	Междуречье р.Сюзь - руч.Полуденный	78	ПМ. Высокие концентрации молибдена (0,01%) и свинца (0,07%) в коренных породах
В о л ь ф р а м				
I - 2	4	Правобережье реки Молмыс	109	ПМ. Песчаники полевошпат-кварцевые с высокой (0,01%) концентрацией вольфрама
I - 4	4	Левобережье реки Ольховка	112	П. Высокая (0,7%) концентрация вольфрама, повышенная (1) - меди и никеля в эндоконтакте интрузии габбро-долеритов

I - 4	19	Река Пожва	112	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,1%), повышенные - молибдена (0,0003%), свинца (0,01%), олова (0,0005%), меди (0,015%) и цинка (0,015%) в доломитах
I - 4	20	Река Пожва	112	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (до 0,01 %) и лития (до 0,1 %), повышенные - меди (0,03%), цинка (0,015%), молибдена (0,0003%) и свинца (0,005%) в хлорит-сланцево-кварцевых сланцах
I - 4	27	Правобережье реки Тыпыл	112	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (до 0,01%), повышенные - меди (0,03%) и цинка (0,015%) в глинистых известняках
I - 4	30	Река Тыпыл и низовья реки Пожва	112	ПГХО. Высокие концентрации вольфрама (3) и свинца (2), повышенные - олова (1) и молибдена (1) в коренных породах. Плотный шлиховой поток рассеяния флоренсита (до 0,68% веса тяжелой фракции), единичные знаки касситерита и шеелита
I - 4	33	Устье реки Нязвва	112	П. Высокие концентрации вольфрама (0,003 - 0,07 %), меди (0,03%) и свинца (0,0015%) в глинистых известняках
I - 4	34	Нижнее течение реки Нязвва	112	П. Высокие (0,003 - 0,05%) концентрации вольфрама, повышенные - меди (0,05%) и цинка (0,015%) в доломитах
I - 4	37	Река Нязвва	112 (скв. 100)	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (0,01%), меди (0,03 - 0,07%), свинца (0,007%) и молибдена (0,0003%) в слюдино-кварцевых сланцах
II - 1	6	Бассейн рек Леневка, Жабиха, Яйва	109	ПГХО. Повышенные концентрации вольфрама (1) в коренных породах
II - 1	11	Правобережье реки Яйва	109	ПМ. Высокая (0,03%) концентрация вольфрама в коренных породах
II - 2	9	Низовья р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,01%), повышенная - молибдена (1) в окварцованных песчаниках
II - 4	2	Левобережье р.Старая	93	П. Высокая концентрация вольфрама (0,01%), повышенная - меди (1) в известняках
II - 4	3	Правый приток р.Тыпыл	93	ШП. Высокая концентрация вольфрама (до 1%) и олова (до 0,03%) в шлиховых пробах
II - 4	5	Правый приток р.Тыпыл	93	ШП. Высокая концентрация вольфрама (до 0,3%) и олова (до 1%) в шлиховых пробах
III - 1	5	Междуречье Плясовая - Кедровая	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,046%) концентрация вольфрама, повышенная - меди (3), цинка (2), кобальта (1) в ожелезненных, окварцованных песчаниках
III - 1	7	Междуречье Холуистая - Кедровая	Выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,24%), повышенная - кобальта (3), меди (2), цинка (1) в песчаниках

III - 1	9	Г.Молчанский Камень	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,01%), повышенная (0,6 г/т) - золота в песчаниках
III - 1	12	Левобережье р.Кадь	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,02%) концентрация вольфрама, повышенная (1) - никеля, меди, цинка и ванадия в ожелезненных по трещинам песчаниках
III - 2	2	Междуречье Кадь - Абия	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,13%), платины (до 1,08 г/т), повышенные - меди (3), ванадия (2), цинка (1) и ниобия (1) в углистых песчаниках с желваками пирита
III - 2	3	Междуречье Кадь - Абия	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,426%), кобальта (0,039%), повышенные - марганца (3), скандия (2), никеля (1), хрома (1), ванадия (1), меди (1), цинка (1), молибдена (1) и ниобия (1) в элювиально-делювиальных отложениях. Высокая концентрация платины (до 1,08%) и повышенные концентрации никеля (2), кобальта (2), цинка (1) в аргиллитах
III - 2	4	Междуречье Кадь - Абия	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,653%), меди (до 0,1%), кобальта (до 0,051%), марганца (0,3%), повышенные - никеля (2), цинка (1), циркония (1), молибдена (1), ниобия (1), бериллия (1) в элювиально-делювиальных отложениях. Повышенные концентрации вольфрама (0,003), никеля (2), марганца (2), кобальта (1), цинка (1), свинца (1) и бериллия (1) в алевро-глинистых сланцах
III - 2	5	Междуречье Кадь - Абия	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,038%), меди (до 0,15%) и цинка (до 0,15%), повышенные (1) - молибдена и кобальта в песчаниках с кварцевым прожилкованием
III - 2	7	Междуречье Кадь - Губь	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,062%), платины (до 0,36 г/т), скандия (0,015%) и марганца (до 0,4%), повышенные - кобальта (2), никеля (1), свинца (1) и циркония (1) в кварцевых песчаниках
III - 2	8	Междуречье Кадь - Губь	Выявлено авторами	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (до 0,01%), повышенные (1) - ванадия, хрома, свинца и молибдена в сланцах с прослоями песчаников
III - 2	9	Междуречье Кадь - Губь	Выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (до 0,37%), кобальта (до 0,051%) и золота (до 0,071 г/т), повышенные (1) - меди (2), свинца (1), ванадия (1), хрома (1) и циркония (1) в глинистых сланцах
III - 2	10	Междуречье Кадь - Абия	Выявлено авторами	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (до 0,05%), повышенные - платины (0,26 г/т), меди (2) и ванадия (2), а также повышенные концентрации (1) кобальта, свинца, цинка, иттрия и ниобия в сланцах

III - 2	11	Междуречье Кадь - Абия - Губь	выявлено авторами	ПГХО. Высокие (3) концентрации вольфрама, повышенные - (1) - цинка, меди, вольфрама, кобальта, бериллия, марганца, циркония и ниобия в коренных породах
III - 2	12	Междуречье Губь - Кедровая	выявлено авторами	ПМ. Высокие (до 0,03%) концентрации вольфрама, повышенные (1) - кобальта, ванадия, цинка, хрома, циркония, иттрия, иттербия, ниобия, молибдена и бериллия в глинистых сланцах
III - 2	13	Левобережье р.Кадь	выявлено авторами	П. Высокие концентрации вольфрама (0,743%) и кобальта (0,073%), повышенные (1) - цинка, иттрия и иттербия в окварцованных песчаниках
III - 3	2	Правый приток р. Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,02%), повышенная - меди (2) и цинка (1) в коренных породах
III - 3	12	Ручей Чердынский	93	ШП. Высокая (до 1%) концентрация вольфрама, меди и цинка, повышенная - свинца в тяжелой фракции шлиховых проб
IV - 1	3	Междуречье Молчанка - Булыга	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,02%), повышенная - кобальта (1) в гематитизированных, сильно окварцованных песчаниках
IV - 1	8	Низовья р.Булыга	78	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,02%) в кварцитовидных песчаниках
IV - 1	16	Бассейн р.Чердынская	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация вольфрама (0,084%), повышенная - меди (2), цинка (1) и кобальта (1) в массивных полевошпат-кварцевых песчаниках
IV - 1	20	Бассейн р.Чердынская	выявлено авторами	ПМ. Высокие концентрации вольфрама (0,064%) в окварцованных песчаниках
О л о в о				
I - 4	9	Междуречье Тыпыл - Ольховка	112	ГДХА. Повышенные концентрации олова (3), цинка (1) и свинца (1)
II - 3	3	Правый приток р. Тыпыл	93	ШП. Высокие (до 1%) концентрации олова, повышенные (0,1%) - меди в шлиховых пробах
3. РЕДКИЕ И РАССЕЯННЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ Т а н т а л,    н и о б и й				
III - 4	2	Правобережье р.Тылай (междуречье Прибойная - Гаревая)	93	ПГХО. Повышенные концентрации тантала (3), ниобия (3), церия (3), свинца (3), олова (2), молибдена (2), циркония (2), лантана (2) в коренных породах

III - 4	3	Правобережье р.Тылай (междуречье Прибойная - Гаревая)	93	ПМ. Дайка сиенит-порфиров мощностью 30 – 180 м. Высокие концентрации тантала (до 0,0016%), циркония (до 0,1%), кадмия (до 0,01%), ниобия (до 0,05%) и церия (до 0,05%); повышенные концентрации свинца (3), цинка (3), олова (2), молибдена (2) и лантана (2)
III - 4	7	Междуречье рр. Тылай - Большая	93	ПГХО. Высокие концентрации тантала (до 0,0029%) ниобия (до 0,074%), церия (до 0,1%); повышенные - молибдена (3), циркония (2), олова (2), иттрия (1) и иттербия (1) в сиенит-порфирах
III - 4	8	Междуречье рр. Тылай - Большая	93	ПМ. Дайка сиенит-порфировая мощностью 15 м. Высокие концентрации тантала (до 0,002%), ниобия (до 0,074%), повышенные - олова (3), молибдена (1), циркония (1) и лантана (1)
III - 4	9	Междуречье рр. Тылай - Большая	93	ПМ. Дайка сиенит-порфиров мощностью 180м. Высокая концентрация тантала (до 0,002%), повышенные – ниобия (до 0,039%), циркония (до 0,1%)
I - 4	12	Правобережье р.Тыпыл	Г е р м а н и й 112	ПМ. Повышенная концентрация германия (0,01%) в коренных породах
I - 1	20	Междуречье Бол.Сирья - Ульвич	Ц и р к о н и й 109	ПМ. Высокая (0,1%) концентрация циркония в коренных породах
II - 1	7	Руч.Жабиха	109	ПМ. Повышенная концентрация циркония (0,2%), свинца (0,004%) в коренных породах; халькопирит и сфалерит в коре выветривания
III - 1	10	Верховья р.Самара	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация циркония (0,1%), повышенная - вольфрама (0,003%) в песчаниках
III - 1	17	Левобережье р.Кадь	С к а н д и й выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация скандия (0,007%) и марганца (0,3%), повышенная (1) - ванадия, циркония, иттрия и ниобия в эссекситах-диабаз
III - 2	15	Междуречье р.Кадь и ее левого притока	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,004%) концентрация скандия, повышенная - вольфрама (2), меди (2), цинка (1) и кобальта (1)
IV - 3	21	Водораздел Сухая Кырья - Тупалка	124	ПМ. Контакт дайки габбро-долеритов и сланцев. Высокая концентрация скандия (0,01%) и марганца (1%), повышенная (2) - никеля, хрома, цинка, стронция, ванадия и титана

IV - 4	6	Правобережье р.Бол.Косьва в ее приустьевой части	124	ПМ. Высокая концентрация скандия (0,006%) в коренных породах
И т т р и й, и т т е р б и й				
I - 1	16	Правобережье р.Вост.Сирья	109	П. Высокая концентрация иттрия (0,015%) и фосфора (более 1%) в терригенных породах
I - 3	2	Реки Северная и Южная Бурнима	выявлено авторами	БГХА. Высокие (2) концентрации иттрия, иттербия в донных отложениях
II - 1	12	Низовья р. Большая и Малая Рассольная	109	ПМ. Высокая концентрация иттрия (0,015%) в коренных породах
III - 3	11	Правобережье р. Тыпыл	93	ВГХО. Повышенная (1) концентрация иттрия, бериллия в рыхлых отложениях
III - 3	14	Восточный склон г.Чердынский Камень	93	ВГХО. Повышенная (1) концентрация иттрия, бериллия в рыхлых отложениях
III - 3	15	Восточный склон г.Чердынский Камень	93	ВГХО. Повышенная (1) концентрация иттрия, бериллия в рыхлых отложениях
IV - 3	17	Левобережье ручья Ослянка	124	ПМ. Песчаники. Высокие концентрации иттрия - 0,006%; повышенные (1) концентрации урана, стронция, ванадия
IV - 3	19	Ручей Ослянка	124	ПГХО. Зона магнетитового оруденения в песчаниках. Повышенные концентрации иттрия, золота, свинца, стронция, ниобия, урана
IV - 3	20	Правобережье р.Ослянка	124	ПМ. Высокая концентрация иттрия (0,03%); знаковые концентрации меди, цинка и золота в зоне магнетитового оруденения в песчаниках
IV - 3	23	Правобережье ручья Ослянка	124	ПМ. Туффиты, сланцы. Высокая концентрация иттрия - 0,03%, повышенная - ванадия (1)
IV - 4	9	Водораздел р.р.Сев.Фарковка - Крутая	124	ПМ. Метаморфизованные базальтовые порфириды. Высокая концентрация иттрия - до 0,07%, повышенная - ванадия (2)
IV - 4	15	Слияние Малой Косьвы и Большой Косьвы	124	ПМ. Дайка кварцевых сиенитов. Высокое содержание иттрия - до 0,03%, повышенные (1) - галлия, свинца, циркония, никеля, кобальта, бериллия, ниобия, марганца
IV - 4	18	Правобережье р.Кырья	124	ПМ.Тектонический контакт известняков и доломитов. Концентрация иттрия - 0,06%, циркония -до 0,05 - 0,08%, фосфора (0,3-0,5%), повышенная – бериллия (1)

## Л а н т а н

I-2	9	Верховья реки Большая Кырья	109	ПМ. Высокая концентрация лантана (0,01%), иттрия (0,007%) и церия (0,015%) в алевро-глинистых породах
-----	---	-----------------------------	-----	-------------------------------------------------------------------------------------------------------

## Г а ф н и й

IV - 2	12	Река Нижняя Сенная	78	ПМ. Повышенная концентрация гафния (0,01%) в терригенных породах
--------	----	--------------------	----	------------------------------------------------------------------

## Г а л л и й

IV-3	16	Междуречье Ослянка- Сух. Кырья	124	П. Углистые сланцы. Очень высокое содержание галлия - 0,1%
IV-4	3	Левобережье р. Бол. Косьва в ее приустьевой части	124	ПМ. Зона тектонического нарушения в песчаниках. Высокая концентрация галлия - до 0,007%
IV-4	21	Восточный склон г. Алешин Камень	124	ПМ. Хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы. Высокая концентрация галлия - до 0,01%

## Т е л л у р

IV - 1	21	Бассейн р.Чердынская	78	ПМ. Высокие концентрации теллура (0,0012%), церия (0,012), вольфрама (0,07%), марганца (3), хрома (3), скандия(3); повышенные (1) - молибдена, олова, ванадия и циркония в терригенных породах
--------	----	----------------------	----	------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------

## 4. БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

## З о л о т о

I - 4	2	Правобережье реки Улс	112	ПМ. Окварцованные хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы с редкой вкрапленностью золота
I - 4	11	Правобережье реки Пожва	112	ПМ. Редкая вкрапленность золота и галенита в кварцевых жилах, секущих хлорит-слюдисто-кварцевые сланцы
I - 4	14	Правобережье реки Пожва	112	ПМ. Редкая вкрапленность золота в хлорит-слюдисто-кварцевых сланцах
I - 4	15	Река Пожва	112	ШП. Западное окончание непромышленной россыпи золота

I - 4	21	Междуречье Пожва - Тыпыл	112	ПМ. Единичные знаки золота в кварц-турмалиновой грейзенизированной породе
I - 4	22	Междуречье Пожва - Тыпыл	112	ПМ. Единичные знаки золота и халькопирита в гематитсодержащих кварцитах
I - 4	24	Р.Пожва	112	ШП. Единичные знаки золота в аллювии
I - 4	26	Междуречье Пожва - Нязва	112	ПМ. Единичные знаки золота в филлитах
I - 4	29	Правобережье реки Нязва	112	ПМ. Единичные знаки золота в углистых сланцах
I - 4	31	Река Нязва	112	ШП. Единичные знаки золота в аллювии
I - 4	32	Река Нязва	112	ПМ. Углистые сланцы с содержанием золота 0,13 г/т, вольфрама - 0,03%, олова - 0,001% и молибдена - 0,0003%
I - 4	38	Река Нязва	112	ПМ. Единичные знаки золота в окварцованных алевролитах и в песчано-алевритовых сланцах
II - 1	5	Правобережье р.Жабиха	109	ПМ. Редкие знаки золота в песчанике
II - 3	8	Верхнее течение р. Тыпыл	93	ШП. В тяжелой фракции шлихов - знаковые концентрации золота, высокие концентрации свинца (до 0,5%), ниобия (до 0,03%), вольфрама (до 0,01%)
III - 1	15	Правобережье р.Кадь	выявлено авторами	П. Высокая концентрация золота (1,15 г/т) в алевролитах
IV - 1	5	Междуречье Булыга - Молчанка	78	ПМ. Кварцевые прожилки с повышенной (0,1 г/т) концентрацией золота
IV - 1	6	Левобережье р.Рассольная	78	ПМ. Кварцевые прожилки с повышенной (0,1 г/т) концентрацией золота
IV - 1	7	Низовья р.Мутная	78	ШП. Знаковые концентрации золота в аллювии
IV - 1	15	Р.Чикман восточнее р.Полуденной	78	ПГХО. Разрозненные зоны кварцевых прожилков с повышенной (0,01-0,02г/т) концентрацией золота
IV - 1	22	Правобережье р. Чикман	78	ПМ. Кварцевые прожилки с повышенной концентрацией золота (0,1 г/т)
IV - 1	24	Низовья р.Полуденная	78	ПГХО. Разрозненные зоны кварцевых прожилков с повышенными (до 0,1 - 0,2 г/т) концентрациями золота
IV - 1	26	Среднее течение р.Полуденная	78	ПГХО. Разрозненные зоны кварцевых прожилков с повышенными (до 0,1 - 0,2 г/т) концентрациями золота
IV - 1	27	Гора Шелудяк	78	ПМ. Кварцитовидный песчаник с повышенными содержаниями золота (1,7 г/т) и серебра (31,8 г/т)
IV - 1	30	Среднее течение р.Полуденная	78	П. Кварцевая жила с высокими концентрациями золота (16,8 г/т) и серебра (778,4 г/т)

IV - 2	4	Р.Курейная (правый приток р.Косьва)	78	ПМ. Зона кварцевого прожилкования с повышенной (0,1 г/т) концентрацией золота
IV - 2	9	Правобережье р.Пашковка	78	ПМ. Зона кварцевого прожилкования с повышенной (0,1 г/т) концентрацией золота
IV - 3	4	Междуречье Сухая Кырья - Дикарка	124	ПМ. Гематитизированный сланец. Концентрация золота - 0,3 г/т, серебра - 19,8 г/т
IV - 3	5	Междуречье Самотойная - Косьва	124	П. Кварциты. Высокая концентрация золота - 3,7 г/т, серебра - 18,4 г/т
IV - 3	13	Левобережье р.Сухая Кырья	124	ПМ. Кварцевое прожилкование в терригенных породах. Высокая концентрация золота (0,3г/т), повышенная - серебра (0,7 г/т)
IV - 3	14	Гора Шолупняк	124	П. Кварцевая жила мощностью 0,9 м. Содержание золота - 3,9 г/т, серебра - 5,7 г/т; присутствует галенит
IV - 3	22	Верховья реки Сухая Кырья	124	ПМ. Кварцевая жила. Содержание золота - 0,3 г/т, серебра - 1,2 г/т
IV - 3	26	Южный склон г.Растесский Камень	124	ПМ. Песчано-глинистые сланцы. Концентрация золота - 0,1 г/т, серебра - 1,1 г/т. Повышенные (2) концентрации бериллия, ванадия, скандия, ниобия, иттрия

## С е р е б р о

I - 4	7	Левобережье реки Улс	112	ПМ. Углисто-кварцевые сланцы с содержанием серебра 13,9 г/т
IV - 1	18	Правобережье р.Чикман	78	ПМ. Высокая концентрация серебра (30 г/т) в коренных породах

## П л а т и н а

II - 2	3	Устье р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Углистые алевролиты ожелезненные, с микропрожилками кварца. Высокая концентрация платины (0,2-0,4 г/т) (0,2 - 0,4 г/т)
II - 2	4	Устье р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация платины (0,2- 0,44 г/т), повышенная - фосфора (0,4%) и вольфрама (1) в углистых сланцах
II - 2	10	Р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация платины в песчаниках (0,38%) и в углистых сланцах (до 0,6 г/т); повышенные концентрации (1) вольфрама и никеля
II - 2	11	Р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация платины (до 0,52 г/т), повышенная (1) - никеля, кобальта, ванадия, титана, меди и цинка в окварцованных полевошпат-кварцевых песчаниках и в переслаивании углисто-слюдисто-кварцевых сланцев и углистых песчаников

II - 2	12	Р.Губь	выявлено авторами	ПМ. Высокая концентрация платины (до 0,66 г/т) и вольфрама (до 0,004%) в углистых сланцах
III - 2	1	Междуречье Кадь-Абия-Кедровая	выявлено авторами	ПМ. Высокие концентрации платины (до 1,7г/т), вольфрама до 0,210%), повышенные - меди (3), ванадия (2), цинка (1) и скандия (1) в пиритизированных кварцевых алевролитах
III - 2	6	Междуречье Кадь-Абия	выявлено авторами	П.М. Высокие концентрации платины (до 1,14 г/т), вольфрама (до 0,028%), повышенные (1) - ванадия, циркония и молибдена в песчанниках и сланцах
III - 2	16	Левобережье р. Кадь	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,52г/т) концентрация платины, повышенная - вольфрама (1), циркония (1) в углистых алевролитах
III - 2	17	Левый приток р. Кадь	выявлено авторами	ПМ. Высокая (0,58г/т) концентрация платины в алевролитах
III - 4	14	Левобережье р.Тылай	93	ПМ. Повышенные (1) концентрации платины (до 0,05 г/т), никеля (0,11%), меди (1) и свинца (1) в дунитах
III - 4	16	г. Сосновский Увал	93	ПМ. Дуниты. Повышенные концентрации платины (до 0,05%), никеля (0,11%), кобальта (0,005%)
III - 4	18	р. Тылай	93	ПМ. Дуниты. Повышенные концентрации платины (до 0,069г/т)

#### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### Драгоценные камни

##### Алмазы и их спутники

I - 1	1	Река Быстрая	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	2	Река Молмыс	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	3	Река Молмыс	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	4	Река Молмыс	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	5	Река Молмыс	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	12	Река Бол.Сирья	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 1	13	Река Бол. Сирья, Полуденная Сирья	109	ШП. Спутники алмаза - гранат (до 21% веса тяж.фракции), хромшпинель (до 7,8%); единичные зн.оливина, уваровита, муассanita
I - 1	14	р.Вост.Сирья	109	ШП. Спутники алмаза - альмандин (до 21% веса т.фр.), хромшпинель (до 6%), редкие знаки пироба
I - 2	1	Пр.приток р.Малая Мунья	109	ШО. Единичные знаки спутника алмаза - муассanita – в аллювии
I - 2	2	Река Малая Мунья	109	Ш. Алмаз в аллювии
I - 4	16	Правобережье реки Тыпыл	112	ШО. Редкие знаки спутников алмаза - граната и муассanita, а также хромита, кианита и ставролита в аллювии

I - 4	35	Р.Нязьва	112	ШО. Спутники алмаза: гранат (до 2,5% тяжелой фракции), флоренсит (до 0,52%), единичные знаки оливина, муассanita, ромбического пироксена и шеелита в аллювии
II - 1	1	Р.Ульвич	109	ШП. Спутники алмаза - альмандин (до 7,5%), хромшпинель (до 3,4%), редкие зерна пироба в тяжелой фракции аллювия
II - 1	2	Р.Ульвич и его правые притоки	109	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 18%), хромшпинель (до 7,3%), редкие зерна пироба в тяжелой фракции аллювия
II - 1	10	Низовья р.Большая и Малая Рассольная	109	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 18%), хромшпинель (до 2%), редкие зерна пироба и уваровита в тяжелой фракции аллювия
II - 1	18	Низовья р.Слудка	109	ШП. Спутники алмаза - альмандин (до 17%), хромшпинель (до 1,4%), ед.знаки пироба, муассanita и уваровита в аллювии
II - 3	7	Верхнее течение р.Тыпыл	63	Ш. Находка алмаза в аллювии
II - 4	7	Низовья р.Долгая	93	Ш. Находка алмаза в аллювии
III - 1	1	Междуречье Плясовая - Кедровая	выявлено авторами	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 0,8% веса тяжелой фракции); редкие знаки пикроильменита, хромшпинели, голубого турмалина, пироба, ставролита, уваровита
III - 1	2	Низовья р.Кадь	134	П. Фрагмент непромышленной россыпи алмазов: концентрация алмазов - 0,76 мг/м <sup>3</sup> , запасы по категории P <sub>3</sub> всей россыпи - 6,07 кг
III - 1	3	Верховья р.Плясовая	выявлено авторами	ШП. Спутники алмаза - альмандин (до 0,8% веса тяжелой фракции); редкие знаки пикроильменита, хромшпинели, ставролита, пироба и голубого турмалина
III - 1	6	Р.Кедровая	выявлено авторами	ШП. Спутники алмаза - альмандин (до 4% веса тяжелой фракции); редкие знаки пикроильменита, хромшпинели, ед.знаки пироба, голубого турмалина и ставролита
III - 1	8	Р.Кадь	выявлено авторами	ШП. Непромышленная россыпь алмазов. Концентрация алмазов 0,27 мг/м <sup>3</sup> , прогнозные ресурсы по категории P <sub>3</sub> - 0,608 кг
III - 1	13	Правобережье р.Кадь	выявлено авторами	ШО. Спутники алмаза: альмандин (до 4,6% веса т.фр.), хромшпинель (до 0,52%), редкие зерна ставролита и голубого турмалина; ед.зерна серпентина
III - 2	14	р.Кадь и ее правые притоки	выявлено авторами	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 2,8% веса т. фр.), хромшпинели (до 1,7%), редкие знаки ставролита, единичные знаки муассanita и ромбического пироксена
III - 3	3	р.Тыпыл	63	ШП. Непромышленная россыпь алмазов, среднее содержание менее 0,4 мг/м <sup>3</sup> . Единичные знаки золота
III - 3	5	р.Тыпыл возле устья р.Ломовой	63	Ш. Находка алмаза в аллювии

III - 3	7	р.Тыпыл между рр.Омутошная и Пальничная	63	ШП. Непромышленная россыпь алмазов, среднее содержание менее 0,4 мг/м <sup>3</sup> . Единичные знаки золота
III - 3	9	р.Тыпыл	63	Ш. Находка алмаза в аллювии
III - 3	10	Низовья р.Тыпыл	63	ШП. Непромышленная россыпь алмазов, среднее содержание менее 0,4 мг/м <sup>3</sup> . Единичные знаки золота
III - 3	16	Низовья р.Тыпыл	63	Ш. Находка алмазов в аллювии
III - 3	18	Ручей Сухой Тыпылец	63	ШП. Непромышленная россыпь алмазов. Среднее содержание 1,42 мг/м <sup>3</sup> , запасы по категории С <sub>1</sub> - 0,279 кг. Спутники алмазов - хромшпинель (до 4,8% т. фр.), редкие зерна хромита, оливина, халькопирита. Ед.зерна муассанита, золота
III - 3	21	Низовья р. Каменки	93	ШП. Спутники алмаза - хромшпинель (до 4,8%), единичные знаки оливина и муассанита
III - 3	22	Руч.Мулычевка	93	ШП. Непромышленная россыпь алмазов. Среднее содержание 0,62 мг/м <sup>3</sup> , запасы по категории С <sub>2</sub> - 0,068 кг
III - 4	19	Низовья р. Берёзовка Фотиных	63	ШП. Непромышленная россыпь алмазов. Средняя концентрация 0,48 мг/м <sup>3</sup> , запасы по категории С <sub>1</sub> - 0,098 кг
IV - 1	2	Бассейн рек Рассольная, Мутная	78, выявлено авторами	ШО. Минералы-спутники алмаза: альмандин (до 18%), редкие знаки хромшпинели, ставролита, уваровита
IV - 1	4	Бассейн рек Молчанка, Чикман, Чердынская	78, выявлено авторами	ШО. Минералы-спутники алмаза: пикроильменит (до 86 % от веса тяжелой фракции), альмандин (до 6,9 %), хромшпинель (до 1,7 %); знаки пиропы, голубого турмалина, ставролита; в легкой фракции - хлорит-серпентиновые обломки
IV - 1	12	Устье р.Молчанка	62	Ш. Находка алмаза в аллювии
IV - 1	28	Среднее течение р.Полуденная	78	Ш. Находка алмаза в аллювии
IV - 2	1	Р.Заболотная	78, выявлено авторами	ШП. Спутники алмаза - пикроильменит (до 95%), редкие знаки альмандина, ставролита, ромбич.пироксена; ед.знаки пиропы, голубого турмалина, уваровита
IV - 2	3	Р. Косьва	63	Ш. Находка алмаза в аллювии
IV - 3	2	Левые притоки р.Косьвы - рек Сухая Кырья, Березовка и Безымянная	124	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 11,7%веса тяжелой фракции), ромбический пироксен (до 0,9%), оливин (до 0,3%); редкие знаки ставролита
IV - 4	7	Низовья р.Березовки (левого притока р.Косьвы)	124	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 1,4% веса тяжелой фракции), оливин (до 1,8%), флоренсит (до 0,8%) и редкие знаки ставролита в аллювиальных отложениях

IV - 4	10	Бассейн р.Самотойная	124	ШО. Наличие спутников алмаза: оливина - до 0,8%, граната - до 0,8%, ромбического пироксена - до 0,4%, ставролита - ред.зн., а также моноклинного пироксена - до 88% и хромита - до 9,2%
IV - 4	16	Верховья р.Березовки и ее правый приток	124	ШО. Спутники алмаза - альмандин (до 1,4% веса тяжелой фракции), флоренсит (до 7%), редкие знаки оливина и ставролита

## Приложение 4

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Вид полезного ископаемого	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы категории Р <sub>3</sub>
Медь	тыс. тонн	390
Свинец	тыс. тонн	172
Цинк	тыс. тонн	450
Молибден	тыс. тонн	59
Вольфрам	тыс. тонн	42,5
Иттрий	тонн	210
Платина	тонн	180
Алмазы	тыс. карат	2100

## Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

Вид полезного ископаемого	Номер на карте	Прогнозируемые объекты	Наименование	Единицы измерения	Прогнозные ресурсы по Р <sub>3</sub>
Медь	0.0.0.4	Рудный узел	Заболотное	тыс.тонн	390
Свинец	0.0.0.6	Рудное поле	Улсовское	тыс.тонн	172
Цинк	0.0.0.8	Рудное поле	Луговское	тыс.тонн	450
Молибден	III.0.1	Рудное поле	Бурнимский	тыс.тонн	50
	III.0.0.1	Рудное поле	Плясовское	тыс.тонн	5
	III.0.0.2	Рудное поле	Усть-Самарское	тыс.тонн	4
Вольфрам	III.0.0.3	Рудное поле	Абийское	тыс.тонн	28
	III.0.0.4	Рудное поле	Молчанское	тыс.тонн	5,5
	III.0.0.5	Рудное поле	Кваркушское	тыс.тонн	2
	III.0.0.6	Рудное поле	Пожвинское	тыс.тонн	7
Иттрий	10	Рудное поле	Растесское	тонн	210
Платина	II.1	Рудный район	Губьинский	тонн	180
Алмазы	I.0.1	Рудный узел	Кадынский	тыс.карат	350
	I.0.2	Рудный узел	Чикманский	тыс.карат	600
	I.0.0.1	Рудное поле	Нижемолмыское	тыс.карат	100
	I.0.0.2	Рудное поле	Сирьинское	тыс.карат	150
	I.0.0.3	Рудное поле	Чердынское	тыс.карат	150
	IV.0.1	Рудный узел	Тыпыльский	тыс.карат	300
	IV.0.2	Рудный узел	Верхне- Косьвинский	тыс.карат	450