

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Уральская*

**Лист О-40 – Пермь**

**САНКТ-ПЕТЕРБУРГ**

**2015**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ им. А. П. КАРПИНСКОГО»  
(ФГУП «ВСЕГЕИ»)  
ОБЩЕСТВО С ОГРАНИЧЕННОЙ ОТВЕТСТВЕННОСТЬЮ «КОМП» (ООО «КОМП»)  
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «УРАЛЬСКАЯ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»  
(ОАО «УГСЭ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Уральская*

Лист О-40 – Пермь

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(470.53)(084.3)

*Водолазская В. П., Тетерин И. П., Кириллов В. А., Лукьянова Л. И. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-40 – Пермь. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015. 497 с. + 6 вкл.

В объяснительной записке обобщены новые геологические данные по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения западного склона Урала и Восточно-Европейской платформы. Оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории – алмазов, золота коренного и россыпного, платиноидов, марганца, хромитов, углеводородного сырья и других полезных ископаемых. Охарактеризовано геоэкологическое состояние территории. Работа отражает современный уровень изученности региона.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 2, ил. 8, список лит. 325 назв.

Авторы:

*В. П. Водолазская, И. П. Тетерин, В. А. Кириллов, Л. И. Лукьянова,  
Г. А. Петров, В. В. Стефановский, Г. Г. Морозов, А. В. Жданов,  
А. В. Жиганов, Е. В. Стряпунина, А. Г. Еськин, Т. А. Петрова,  
И. В. Вербицкий, Н. В. Вербицкая*

Главный научный редактор *А. В. Жданов*

Рецензенты *С. В. Видик, Б. А. Трифонов, В. К. Шкатова, В. А. Царева,  
К. Э. Якобсон*

Рекомендовано к печати  
НПС Роснедра 18 декабря 2014 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2015
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2014
- © Общество с ограниченной ответственностью «КОМП», 2014
- © Открытое акционерное общество «Уральская геологосъемочная экспедиция», 2014
- © Коллектив авторов, 2014
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2015

---

## ВВЕДЕНИЕ

Лист О-40 Госгеолкарты РФ представлен комплектом карт масштаба 1 : 1 000 000, состоящим из геологической карты доплиоценовых образований, карты плиоцен-четвертичных образований, карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения и прогноза твердых полезных ископаемых и карты прогноза на нефть и газ. Основные карты и схемы увязаны с соответствующими ранее изданными материалами ГК-1000/3 по северной, восточной и южным рамкам трапеции О-40 (западная рамка свободная). Исключение составляет лишь карта плиоцен-четвертичных образований, которая в некоторых контурах не сбита по северной границе (смежный лист Р-40 подготовлен к изданию еще в 2005 г.). Объясняется это разной степенью изученности отдельных субсинхронных стратонов: если на площади соседнего листа они приурочены к депрессиям и при их картировании использовались только данные бурения (относительно редкие скважины), то на рассматриваемой территории эти подразделения слагают водоразделы, являясь рельефообразующими.

Территория листа О-40 общей площадью 158 тыс. км<sup>2</sup> в административном отношении расположена в пределах двух федеральных округов (Приволжского и Уральского) и пяти субъектов РФ: Пермский край – 66,6 %, Свердловская область – 25,3 %, Республика Башкортостан – 5,7 %, Челябинская область – 1 %, республика Удмуртия – 1,4 %. Геологическое строение территории определяется принадлежностью к двум крупным элементам земной коры – Восточно-Европейской эпикарельской платформе (Русской плите) и Уральской складчатой системе. Тектоническая позиция в свою очередь обуславливает богатый минерагенический спектр площади – от углеводородов до благородных металлов и алмазов.

Изученная территория характеризуется как экономически развитый регион. В структуре промышленного производства ведущие места занимают горнодобывающая, нефтедобывающая, химическая, нефтехимическая, металлургическая, машиностроительная, лесная, деревообрабатывающая, энергетическая и сельскохозяйственная отрасли. Пермский край является одним из крупнейших центров российской оборонной, авиационно-космической промышленности и газотурбинного двигателестроения. Здесь находится один из крупнейших в мире центров добычи и переработки калийных и магниевых солей, крупный узел нефтедобычи и нефтепереработки; а также лесная и деревообрабатывающая отрасли. Фрагмент Свердловской области в восточной части листа характеризуется в экономическом плане как мощный горнодо-

бычной, металлургический, металлообрабатывающий и машиностроительный комплекс (Свердловско-Первоуральско-Ревдинская и Нижнетагильская промышленные агломерации). Южный и юго-западный фланги изученной площади представлены нефтедобывающими территориями республик Башкортостан и Удмуртия. В этих районах, кроме того, отмечается достаточно серьезный уровень сельхозпроизводства (растениеводство и животноводство).

Хорошо развита транспортная система. По площади листа О-40 проходят две железнодорожные магистрали трансконтинентального значения: Москва–Пермь–Екатеринбург–Владивосток и Москва–Казань–Екатеринбург–Омск. Важное значение имеет и старейшая на Урале Горнозаводская железная дорога Пермь–Нижний Тагил–Екатеринбург, а также Чусовая–Байкал. Кроме того, крупные промышленные центры связаны качественными шоссейными трассами федерального и регионального значения и крупной судоходной артерией – р. Кама с двумя водохранилищами федерального уровня: Камским и Воткинским. Развито речное пароходство. В Пермском крае действуют четыре речных порта: Пермь, Левшино, Чайковский и Березники. Пермский аэропорт «Большое Савино» имеет статус международного.

На всей площади листа ведется активное дорожное строительство, требующее значительных объемов строительных материалов и, кроме того, создающее прекрасные техногенные разрезы в слабо обнаженных территориях, в большинстве своем оперативно изученные в процессе данной работы. Особо отметим новый федеральный проект железнодорожной и автомобильной трассы Пермь–Соликамск–Кудымкар–Сыктывкар–Архангельск, проходящий по слабо изученным районам северо-запада площади. Расположение в пределах территории Пермской области, Башкирии и Удмуртии крупных нефтяных и газовых месторождений обусловило наличие разветвленной сети нефтепроводов: Пермь–Нижняя Тура, Елабуга–Нефтекамск–Пермь, Арлан–Нефтекамск–Оса–Пермь, Нижний Новгород–Пермь–Карпинск и газопроводов, основными из которых являются Казань–Пермь–Карпинск, Киров–Пермь–Карпинск, Чусовой–Березники.

На территории листа проживают около 4 000 000 человек в 28 городах и более чем в 4000 населенных пунктах городского и сельского типа с уровнем урбанизации около 80 %. Ядрами рассеяния являются крупные промышленные агломерации: Пермская, Свердловско-Первоуральско-Ревдинская, Нижнетагильская, Соликамско-Березниковская.

В орографическом плане территория листа резко разделена на две крупные субпланетарные зоны: собственно Урал и Восточно-Европейскую равнину. Восточная часть листа расположена в осевой (водораздельной) части Урала, причем водораздел отвечает границе «Европа и Азия», и характеризуется среднегорным типом рельефа с макс. отм. 1569 м (Конжаковский Камень). К северу и югу от Конжаковского Камня территорию слагают увалы и хребты с выс. отм. от 400 до 1000 м. Склоны гор крутые (до 10–25°), относительные превышения составляют 200–1000 м.

В уральской части территории традиционно выделяются три зоны: Северный, Средний и Южный Урал. Основная часть принадлежит к Среднему Уралу. Средний Урал хорошо обособлен от Северного и Южного. Уральские

горы здесь понижаются, а строго меридиональное простираение горного кряжа сменяется юго-восточным. Границу между Северным и Средним Уралом проводят по подножию горы Ослянка (1119 м). Среди гор Среднего Урала наиболее высокие находятся в хр. Басеги–Средний Басег (993 м). На Северном Урале, в верховьях р. Яйва, простирается отрог Уральских гор – хр. Кваркуш, который составляет около 60 км в длину и 12–15 км в ширину. Кваркуш представляет собой плато, на котором располагаются отдельные вершины, обычно имеющие относительно небольшое превышение. В западной и центральной частях листа простирается Восточно-Европейская равнина. Эта платформенная часть территории листа характеризуется равнинным, местами слабовсхолмленным рельефом с высотами, очень редко превышающими 200–400 м.

Речная сеть территории в основном принадлежит к западному склону Урала (90 %) и относится к бассейну р. Кама. Наиболее значительными притоками являются реки Чусовая, Косьва, Яйва, Обва, в нижних течениях судосходные. Речные долины преимущественно хорошо проработаны в пределах Восточно-Европейской равнины, а в истоках левых притоков Камы узкие, нередко каньонообразные. Восточный склон Урала представлен верхним течением рек Ляля, Колва, Тура, принадлежащих к бассейну р. Обь.

Климат в описываемом районе умеренно континентальный. Уральский хребет, несмотря на сравнительно небольшие высоты, служит естественной преградой на пути преобладающего западного переноса воздушных масс. Влияние гор приводит к ослаблению западного переноса, изменению направления движения циклонов и антициклонов, замедлению их движения, к деформации при переваливании через горы барических образований и атмосферных фронтов. Эти климатические изменения сказываются на почвах и растительности. Предгорья Среднего Урала на севере покрыты южной тайгой, а на юге – лесостепью. На лесные площади приходится свыше 60 % территории. Основной фон дают еловые и елово-пихтовые южнотаежные леса. На юге области встречаются смешанные хвойно-широколиственные леса, в составе которых много липы. По всей территории широко распространены березняки, многие из которых возникли на месте вырубленной елово-пихтовой тайги. Запасы древесины в лесах Госфонда – 1,24 млрд м<sup>3</sup>. Под южно-таежными лесами Среднего Урала, как и в Предуралье, развиты подзолистые и дерново-подзолистые почвы. У подножий на юге области они вытесняются серыми лесными почвами, местами – выщелоченными черноземами.

Для рассматриваемой территории типична таежная фауна – лось, медведь, белка, колонок, лесная куница, норка, лисица, заяц-беляк; встречаются также барсук, еж, хорь степной и черный и др. Из пресмыкающихся можно отметить безногую ящерицу-веретеницу, живородящую ящерицу, обыкновенного ужа, медянку. Мир пернатых наряду с боровой дичью (куропатки, рябчики и тетерева) представлен соловьем, иволгой, козодоем и др. Эколого-геологическая обстановка территории довольно сложная. Это связано прежде всего с разработкой нефтяных и газовых месторождений, наличием нефтехимических и горнодобывающих предприятий, сельскохозяйственных производств с крупными животноводческими комплексами и широкой химизацией земель.

Все это приводит к прогрессирующему загрязнению источников и пресных подземных вод.

Первым полезным ископаемым в освоении региона явилась поваренная соль из соляных источников Приуралья в верховьях р. Кама. Затем предпринимателей заинтересовали меденосные песчаники и железные руды, обнаруженные в ближайшей округе. На рубеже XVII–XVIII вв. Урал становится основной сырьевой базой, поставляющей железо и медь для России, крайне необходимые для обеспечения военных действий. Возникают заводы с поселениями при них, усиливаются поиски и освоение новых месторождений. Этой деятельностью энергично занимаются В. Н. Татищев, В. И. Геннин и заводчики Демидовы. В XVIII в. на Урале были открыты сотни месторождений различных полезных ископаемых. К середине XIX в. для территории казенных горных округов составлены схематические геологические карты и описания. Начинается период познания геологии Урала, в котором активно участвуют Г. Е. Щуровский (1841 г.), Г. П. Гельмерсен (1841–1863 гг.), Р. И. Мурчисон, Э. Вернейль, А. А. Кейзерлинг (1846–1848 гг.), Н. П. Барбот де Марни (1859 г.), Э. И. Гофман (1865–1868 гг.). В 1829 г. многие месторождения посещает А. Г. Гумбольдт. С 1873 г. начинает свою плодотворную геологическую деятельность А. П. Карпинский. С возникновением в 1882 г. Геологического Комитета начинается составление 10-верстной Геологической карты Урала, в котором принимают участие П. И. Кротов, А. Зайцев, А. А. Краснопольский, Е. С. Федоров, Н. К. Высоцкий, Л. Дюпарк.

Планомерные геологические работы в пределах Урала начались в 1950-е годы с составления полистных геологических карт масштаба 1 : 200 000. Гидрогеологические исследования масштаба 1 : 200 000 начались позднее и продолжались до конца прошлого века. Одновременно на территориях наиболее сложного геологического строения были начаты геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, постепенно превратившиеся в площадное картирование крупных тектонических структур, в том числе и Кваркушко-Каменногорского антиклинория. Геологосъемочные работы масштаба 1 : 100 000 проводились до 1973 г. и в основном при поисках нефти и газа. Обширная разноплановая геологическая информация, полученная при крупномасштабном картировании, потребовала постановки тематических работ по обобщению новых данных, нередко противоречивых по отношению к данным со смежных площадей. Таким образом, к середине 1980-х годов появился целый ряд специализированных карт Урала масштабов 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000, позволяющих при дальнейших геологических исследованиях использовать обобщенные представления о тектоническом развитии территории, ее глубинном строении, магматизме, металлогении и полезных ископаемых, в сумме дающие полное представление об истории геологического развития региона. К числу таких основополагающих работ в первую очередь следует отнести карты Урала масштаба 1 : 1 000 000:

1. Тектоническую карту (И. Д. Соболев, 1983 г.).
2. Карту геологических формаций (О. А. Кондяин, 1983 г.).
3. Металлогеническую карту (А. М. Марейчев и др., 1988 г.).
4. Карту полезных ископаемых (А. М. Марейчев и др., 1988 г.).
5. Карту глубинного строения (Н. Г. Берлянд, 1990 г.).

6. Морфоструктурную карту (Н. Г. Чижова, 1990 г.).

А также

Геологическую карту масштаба 1 : 500 000 (И. Д. Соболева, 1983 г.).

Карту четвертичных отложений масштаба 1 : 500 000 (В. А. Лидер, 1978 г.).

Начиная с 2000 г., подготовлены к изданию Государственные геологические карты Российской Федерации второго поколения масштаба 1 : 200 000 следующих листов:

2000 г. – листы О-40-1, О-40-II, О-40-VII, О-40-XIII Пермской серии и листы О-40-XVIII, О-40-XXIV Среднеуральской серии;

2001 г. – лист О-40-XII Среднеуральской серии;

2002 г. – листы О-40-XXXI и О-40-XXXII Средневожской серии;

2003 г. – лист О-40-XXX Среднеуральской серии;

2004 г. – листы О-40-V, О-40-XVII, О-40-XIX, О-40-XXV Пермской серии и лист О-40-XXXVI Среднеуральской серии;

2005 г. – листы О-40-XIX и О-40-XXV Пермской серии;

2009 г. – лист О-40-VI Среднеуральской серии;

2011 г. – листы О-40-X, О-40-XVI Пермской серии.

В настоящее время подготавливаются к изданию (действующие объекты) Государственные геологические карты Российской Федерации второго поколения масштаба 1 : 200 000 листов О-40-XI, О-40-XXII и О-40-XXIII.

В 2006 г. на восточной части территории листа О-40 были проведены работы по объекту ГМК-500 листов Р-40-Г, О-40-Б, Г (Кваркушко-Каменногорский, Полюдово-Колчимский антиклинорий). Систематизация фактического материала показала, что минерально-сырьевой потенциал западного склона Урала по заданным видам полезных ископаемых (алмазы, хромит, золото) весьма значителен и достоин пристального внимания. По всем видам профилирующих полезных ископаемых определены закономерности их распространения.

В 2002–2007 гг. в Александровском районе Пермской области силами ЗАО «Пермгеологодобыча» были проведены работы по поискам и оценке коренных и россыпных месторождений алмазов на участке Талица–Благодать. В результате работ открыто месторождение алмазов Рыбьяковское. Месторождение относится к малым по запасам, сложным по геологическому строению коренным месторождениям алмазов нового генетического типа, связанного с интрузивно-пирокластическими (туффизитовыми) фациями пород кимберлит-лампроитового ряда.

В 2011 г. филиал «ООО «ЛУКОЙЛ-Инжиниринг» и «ПермНИПИнефть» в г. Пермь завершили отчет по объекту «Обобщение результатов ГРП на территории Пермского края с целью уточнения геологического, тектонического строения, сырьевой базы и нефтегазогеологического районирования». В результате выполненных работ обобщены результаты глубокого бурения, зонально-региональных и площадных сейсморазведочных работ, тематических исследований. Построены структурные карты по поверхности фундамента и основным маркирующим горизонтам палеозоя. Уточнена схема тектонического районирования территории края. Создан комплект литофациальных карт. Составлена новая схема нефтегазогеологического районирования, на



основе которой выполнена количественная оценка прогнозных ресурсов нефти и газа палеозойских отложений по состоянию на 1.01.2010 г.

Геофизическая изученность листа О-40 по плотности и характеру территориального распространения основных видов работ сходна с геологической. Вся территория закрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 200 000, результаты которой утверждены геофизической секцией НРС ВСЕГЕИ в 1966 г. Западный склон Среднего Урала покрыт аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 10 000 (1974–1985 гг.), выявившей большое количество локальных магнитных аномалий, связанных с магматическими образованиями. Гравиразведка в масштабе 1 : 200 000 закрывает всю территорию. Работы проводились с целью изучения тектонических особенностей окраины Восточно-Европейской платформы, Предуральяского прогиба, Западно-Уральской зоны складчатости и выявления структур, перспективных для открытия новых месторождений нефти.

Изученность территории геохимическими методами весьма неравномерна. По данным В. И. Демидова (2004 г.), изученность листа О-40 слабая, особенно в его западной части. Восточная часть листа, на которой сосредоточены геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000, изучена более детально. В небольших объемах геохимические исследования применялись при геологических съемках масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000, где основное внимание уделялось глубинным поискам по первичным и вторичным ореолам рассеяния.

В составлении комплекта Государственной геологической карты третьего поколения листа О-40 принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ», ООО «КОМП», ОАО «УГСЭ»: В. П. Водолазская, И. П. Тетерин, Л. И. Лукьянова, В. А. Кириллов, Г. А. Петров, В. В. Стефановский, Г. Г. Морозов, А. В. Жданов, А. В. Жиганов, Е. В. Стряпунина и др. Составители цифровых моделей и баз данных – А. Г. Еськин, Е. В. Стряпунина, Т. А. Петрова, И. В. Вербицкий. В полевых и камеральных работах принимали участие И. П. Тетерин, Г. Г. Морозов, Г. А. Петров и др.

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

На территории листа О-40 установленные стратоны охватывают диапазон от верхнего архея по квартал; подавляющее большинство их представлено валидными подразделениями (сериями, свитами). Среди не выходящих на картографическую поверхность таксонов в настоящем разделе описываются лишь те, что отображены на геологических разрезах.

### ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Большечеремшанская серия ( $AR_2bc$ ) вскрыта двумя скважинами в юго-западной части листа О-40-I на глубине соответственно 2615 м и 2565 м. Представлена она биотитовыми, пироксен-роговообманковыми гнейсами и плагиогнейсами, часто содержащими кварц-полевошпатовые прожилки. По геофизическим данным, среди стратифицированных пород выделяются блоки, сопоставляемые с интрузиями габброидов. Радиоизотопный возраст отложений составляет 1611–1893 млн лет [92]; к верхнему архею они отнесены по положению в разрезе. В разрезе одной из скважин отмечена древняя (дорифейская) кора выветривания мощностью 2–3 м, развитая по темно-серым биотитовым плагиогнейсам и состоящая главным образом из гидрослюд с примесью монтмориллонита и вермикулита. Мощность серии – до 440 м.

### НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Унийская толща ( $PR_{1un}$ ), также участвующая в строении кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы, вскрыта скважинами на трех площадях: Старцевской, Сивинской и Соколовской (Бабеньшев, 2000). Представлена биотитовыми, биотит-пироксеновыми гнейсами и различного состава кристаллосланцами, пронизанными розовыми кварц-полевошпатовыми прожилками. Метаморфиты обычно серого и темно-серого цвета, среднекристаллические, с отчетливой планпараллельной текстурой. Возраст гнейсов, вскрытых в одной из скважин, определялся калий-аргоновым методом и составил 1735 млн лет. Максимальная вскрытая мощность гнейсово-кристаллосланцевого разреза на Старцевской площади – 68 м, на Соколовской площади – 443 м. Унийская толща установлена также в скв. 1-Осин-

цевская на глубине 3215 м; по породам нижнего протерозоя там пройдено 285 м. Разрез представлен разнообразными кристаллическими сланцами, кварцитами, парагнейсами, амфиболитами, мигматитами и гранитогнейсами. Здесь в верхней части фундамента отмечаются глинистые образования, состоящие преимущественно из гидрослюды с примесью монтмориллонита и вермикулита. Эти породы разными авторами относились к «древней коре выветривания»; по нашему мнению, их происхождение скорее всего связано с процессами эндогенной флюидизации. Мощность таких образований достигает 23 м (Соколовская площадь). На Сивинской площади среди унийской толщи зафиксирована дайка рифейских долеритов.

Уфалейский комплекс ( $PR_{uf}$ ) выделен Г. А. Кейльманом в 1963 г. в одноименном блоке в верховьях рек Уфа и Теча в объеме нижней – егустинской свиты и верхней – слюдяногорской свиты. В составе комплекса преобладают амфиболиты и разнообразные (биотитовые, амфибол-биотитовые и др.) плагиогнейсы; в виде прослоев отмечаются кристаллические сланцы и кварциты, значительное развитие имеют гранитогнейсы и мигматиты. Нижний контакт комплекса не установлен; перекрывается с разрывом среднерифейской куртинской свитой. Комплекс в целом характеризуется Р-Т условиями амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений. Мощность – более 2000 м.

Слюдяногорская свита ( $PR_{sl}$ ) слагает верхнюю часть уфалейского комплекса, распространенного на междуречье верховий рек Уфа и Реча. На территории листа О-40 ее распространение крайне ограничено.

Свита сложена амфиболитами, чередующимися с маломощными телами амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов и содержащими прослой слюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов и гранитогнейсов. Нижний контакт подразделения проводится по появлению плагиогнейсов и мигматитов подстилающей егустинской свиты. Кровля подразделения обнажается восточнее площади листа; там она проводится по подошве среднерифейской куртинской свиты, залегающей с угловым и стратиграфическим несогласием. Мощность описываемого стратона достигает 1700 м.

## **ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА**

Включает стратоны рифея и венда, осадочные в составе платформенного чехла Восточно-Европейской платформы, а в основании Уральской складчатой системы (приводораздельная часть Уральского хребта) – с заметной ролью вулканогенно-осадочных и существенно вулканогенных образований.

## **НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА**

Отложения нижнего рифея на поверхность не выходят и вскрыты только бурением.

Калтасинская свита ( $RF_{kt}$ ) является одним из наиболее уверенно выделяемых всеми авторами стратиграфических подразделений в западной

(платформенной) части листа О-40. Разрез свиты существенно карбонатный; доля терригенных отложений заметно возрастает (как и общая мощность свиты) в Калтасинском авлакогене. В областях поднятий фундамента ее мощность минимальна, а в разрезе преобладают карбонатные породы. Так, на западном крыле Уфимского вала у южной рамки листа О-40-XXVII (Дороховская площадь) одной из скважин в интервале глубин 2575–2606 м пересечены отложения, представленные доломитами коричнево-серыми и темно-серыми с прослоями известняков, мергелей и песчаников [237]. Вскрытая мощность свиты составляет 31 м. В центре площади, в пределах Северокамского месторождения нефти свита вскрыта опорной скважиной в интервале 2964–2986 м; отложения залегают с размывом на породах фундамента и представлены красновато-коричневыми, сильно песчанистыми доломитами с прослоями серых песчаников и гравелитов. В основании иногда выделяется слой мелкогалечных конгломератов. Галька размером до 2,5 см представлена мутно-белым кварцем, серыми кремнями, доломитами, гнейсами и розовыми полевыми шпатами. Свита выделена здесь по характерному вещественному составу, сходному с разрезами скважин Черновской площади. Отложения содержат акритархи и микрофитолиты рифея. Вскрытая мощность – 22 м.

В северо-западном борту Калтасинского авлакогена (лист О-40-XIX) стратон залегают согласно с подстилающей арланской свитой. Там он имеет терригенно-карбонатный состав и характеризуется повышенным электросопротивлением. Преобладают доломиты (в т. ч. их глинистые разности) с прослоями аргиллитов и (реже) известняков. Карбонатные породы серые, темно-серые, коричневатые-серые, реже светло-серые, обычно тонко-микрозернистые. Аргиллиты темно-серые и темно-зеленоватые-серые тонкослоистые. На Черновской площади в калтасинской свите определены катаграфии *Globosites Reitl.*, *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Vermikulites anfractus* Z. Zhur.; онколиты *Radiosus* aff. *zavidus* Z. Zhur., *Volvatella* sp. В скв. 92 (инт. 3036,9–3039 м) в доломитах определены *Osagia elegans* Rev., *O. ex gr. Aculeata* Z. Zhur., *Radiosus* Rev., *Vesicularites ovatus*, *Nubecularites* Masl. (Попова, 1990). В алевролитах скв. Арланская-36 (инт. 3000–2975 м) обнаружены микрофитолиты раннерифейского облика *Radiosus arlanensis* Zabr., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *O. pulla* Z. Zhur. и др. Радиологический возраст пород по глаукониту составляет 1516–1535 млн лет (инт. 2982–2975 м). В скв. 203-Бедряжская (инт. 3400–4357,8 м) Е. В. Козловой определены микрофоссилии III и IV комплексов: *Eomycetopsis psilata* Maithy et Schukla, *E. robusta* Schopf emend. Knoll, и др. Мощность калтасинской свиты – 300–3500 м.

## СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Единственный стратон этого уровня выделяется в Уфалейской СФЗ.

Куртинская свита (RF<sub>2kr</sub>) слагает восточную часть Уфалейского антиклинория (здесь – листы О-40-XXX, -XXXVI). Она прослеживается от верховий р. Куказар на юге до широтного отрезка р. Чусовая в виде субмеридиональной полосы шириной от 2,5 до 8 км. Севернее р. Чусовая область выхо-

дов свиты постепенно сужается до 0,8–0,4 км, далее срезаясь разломами на широте пос. Починок. При среднемасштабном картировании подразделяется на две подсвиты; нижняя из которых состоит из двух пачек. Первая от подошвы пачка представлена серебристыми и светлыми буровато-серыми метапесчаниками, метаалевролитами и метапелитами, содержащими пласты, прослой и линзы зеленых (хлоритсодержащих) метагравелитов, метапесчаников, метаалевролитов и метатуффилов. Видимая мощность этой части разреза – 300–400 м. Верхняя пачка сложена (хлорит)-серицит-кварцевыми сланцами (часто филлитовидными) и слюдистыми кварцитами. Появление черных углистых кварцитов означает переход уже к верхней подсвите куртинской свиты. Видимая мощность верхней пачки составляет 300–800 м.

На севере Уфалейского антиклинория в нижнекуртинской (бывшей кислянской) подсвите выделяются два типа разреза: кварцито-сланцевый и вулканогенно-осадочный, соотношения между которыми однозначно не установлены. Видимая мощность нижнекуртинской подсвиты в южном ее ареале – 400–650 м. По условиям масштаба данная свита в основном показана как нерасчлененное подразделение. В юго-восточном углу площади для увязки со смежным листом О-41 верхняя подсвита выделяется в самостоятельный картируемый таксон.

Верхнекуртинская подсвита ( $RF_2kr_2$ ) в северном ареале распространения протягивается непрерывной полосой шириной 1–3,5 км. Она прослеживается на севере до широты пос. Починок и заканчивается в долине р. Чусовая; породы смяты в узкие сжатые складки северо-восточного простирания. Подсвита состоит из чередования черных углеродисто-(серицит)-кварцевых (часто тонкополосчатых), зеленовато-серых хлорит-серицит-кварцевых и серебристых серицит-кварцевых сланцев, а также серых и черных углеродистых кварцитов, тяготеющих к нижней части разреза. Редко встречаются зеленые альбит-серицит-хлоритовые аповулканогенные сланцы. Характерно ритмичное чередование пород разного состава. Нижняя часть разреза, к которой приурочено крупное месторождение динасовых кварцитов, вскрыта карьерами на горе Караульная. Черный цвет пород обусловлен тонко распыленным углеродистым веществом. Черные сланцы состоят из графита (50–85%), кварца, серицита и хлорита. Мощность верхнекуртинской подсвиты в северном ареале – 350–600 м. Южнее развиты более метаморфизованные разновидности перечисленных выше пород. В них углистое вещество полностью графитизировано, светлые слюды представлены крупночешуйчатым мусковитом, отмечается гранат; преобладают графит-мусковит-кварцевые сланцы. Помимо черных нередко серые и даже белые субмонотермальные кварциты с 4–5% серицита или мусковита, с обломочным цирконом, монацитом и турмалином. Встречаются породы с ориентированными порфиробластами альбит-олигоклаза. Мощность верхнекуртинской подсвиты – 400–500 м. Для подсвиты (как и для свиты в целом) принятый среднерифейский возраст не имеет на рассматриваемой территории биостратиграфического или изотопно-геохронологического обоснования.

## ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В платформенной части листа О-40 верхний рифей развит ограниченно. В пределах Уральской складчатой системы отложения этого возраста распространены в Кваркушко-Каменногорской и Уфалейской СФЗ. В первой поздне-рифейские разрезы имеют некоторые фациальные различия на западе и востоке, что послужило основанием для выделения Язьвинско-Косьвинской и Усьвинско-Синегорской подзон.

Гожанская свита ( $RF_3g\acute{z}$ ) развита в Камско-Бельской СФЗО (показана только на разрезах). Ранее на юго-западе области свита выделялась под названием тукаевской и относилась к среднему рифею. Стратон обычно представлен красноцветными полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов; лишь в центральной части площади (лист О-40-ХV, в пределах Северокамского месторождения нефти) свита сложена почти белыми аркозовыми песчаниками, нередко со скоплениями гравийных зерен. Песчаники вскрыты скв. 12 в инт. 2950–2964 м; они залегают с несогласием на подстилающей калтасинской свите и завершают рифейский разрез на севере приосевой зоны Камско-Бельского авлакогена, выше несогласно перекрываясь стратонами венда или палеозоя. Мощность гожанской свиты изменяется от 0 до 590 м с максимумом в скв. 7 Низовского профиля (лист О-40-III, [236]).

Ишеримская свита ( $RF_3i\acute{s}$ ) описана Б. А. Аблизиним и др. в 1968 г. на западном склоне Вишерско-Кутимского антиклинория (Аблизин, 1968); стратотип расположен на хр. Ишерим Мартай в пределах одноименной СФЗ, на вершинах и по склонам гор Верхний и Средний Сенной Камень, где свита представлена своей верхней частью. Свита сложена мелкозернистыми кварцитопесчаниками и хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами с прослоями конгломератов и гравелитов. Мощность отложений – до 2000 м.

Велсовская свита ( $RF_3v\acute{s}$ ) установлена только на северо-востоке территории (листы О-40-V, VI), на южном окончании Ишеримской СФЗ [56]. Выделена А. М. Курбацким в 1967 г. в верхнем течении р. Велс. Здесь она распространена по склонам Сенных гор и увалам к югу от них, в бассейнах рек Тыпыл, Пожва, Тылай, Большая Нязьва и правых притоков р. Вагран. С запада свита ограничивается зоной Тылайско-Промыслового взбросо-надвига, восточной границей является Сосьвинский разлом, по которому свита граничит с палеозойскими образованиями. Обнаженность слабая.

Велсовская свита представлена преимущественно метаосадочными образованиями. Для нее характерны разрезы, в которых серицит-хлорит-кварцевые сланцы, часто содержащие примесь углеродистого или карбонатного материала, чередуются с прослоями и пачками кварцитовидных песчаников и алевролитов. Редко в коренных выходах по р. Южная Каква встречаются прослой мраморизованных известняков мощностью до первых метров. У северной границы площади на западных склонах гор Средний и Верхний Сенной Камень прослеживается полоса шириной около 600 м, сложенная углеродисто-хлоритоид-серицит-кварцевыми сланцами. В верхней части свиты (правобережье р. Тылай; междуречье Дальняя Тулайка–Средняя Тулайка) отмечаются редкие прослой аповулканогенных сланцев эпидот-альбит-

хлоритового, актинолит-эпидот-альбит-хлоритового состава, содержащих распыленный гематит и имеющих различной интенсивности вишневый оттенок. Мощность велсовской свиты – 1200–3000 м. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Гидротермально-метасоматические процессы на данной территории проявлены в виде окварцевания. Возраст образований велсовской свиты принят в соответствии с находками на сопредельной площади в пределах Рассохинского блока (р. Велс, в 2 км выше р. Чурол) строматолитов *Tungussia* sp., *Gymnosolen* sp. позднерифейского возраста (определения И. Н. Крылова).

Клыктанская свита (RF<sub>3</sub>kl) выделена Б. Д. Аблизиним и другими исследователями в 1959 г. по р. Клыктан, левому притоку р. Серебряная (Аблизин, 1982 г.). Она отвечает ранее картировавшимся висимской свите А. И. Олли (1948 г.) и промысловской свите А. А. Кухаренко (1956 г.). Стратотипический разрез свиты выделен на правом берегу р. Серебряная ниже устья р. Клыктан (Усьвинско-Синегорская подзона Кваркушко-Каменногорской СФЗ). По результатам детального описания при ГДП-50 [314], он начинается с пласта кварцитопесчаников, сменяющихся серицит-хлорит-кварцевыми и серицит-кварцевыми сланцами с прослоями серых мраморизованных известняков и доломитов со строматолитами. Верхняя часть свиты – серицит-хлорит-кварцевые и серицит-кварцевые сланцы с прослоями хлорит-альбит-актинолитовых сланцев. Соотношения между карбонатной и терригенной частями разреза имеют следующий характер: в нижней части преобладают мраморизованные известняки, доломиты и доломитизированные известняки, среди которых в подчинении в виде прослоев различной мощности содержатся серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, хлорит-серицитовые сланцы по алевролитам и алевропелитам; в верхней части разреза перечисленные сланцы приобретают доминирующую роль, среди них встречаются прослои доломитов, известняков, хлорит-карбонатных сланцев, кварцитопесчаников. Мощность свиты – 550–1200 м.

В восточной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория (Синегорская антиклиналь) обнажается только верхняя часть разреза свиты, которая прослеживается на протяжении 24 км от верховьев р. Билимбаевка на юге до г. Чесноков и верховьев р. Дарья на севере. Максимальная ширина выходов на широте с. Пальники по берегам р. Чёрный Шишим достигает 4 км и уменьшается до 0,6–1 км на севере и юге распространения. Эта полоса выходов свиты, раздробленная нарушениями, протягивается на север за пределы территории листа и вскрывается в долине р. Малая Кутья и Межевая Утка (Успенская, 2004), а также карьерами на левобережье р. Малая Ашка к северу и югу от шоссе Нижний Тагил–Серебрянка. Выше по разрезу отложения клыктанской свиты согласно перекрываются кварцитопесчаниками и углесто-кварцевыми сланцами федотовской свиты [43]. Породы свиты метаморфизованы в условиях низких ступеней зеленосланцевой фации. В карбонатных породах верхней части свиты в разрезах р. Кырма, ее притоков – ручьев Воронка и Линёвка, рек Серебряная, Кокуй, руч. Болтун в разные годы были собраны и определены строматолиты и онколиты верхнего рифея. Список строматолитов представлен следующими формами: *Conophyton* sp., *Lerocritus leptus* Vlas., *Thyssagetaceae* Vlas., среди онколитов встречаются *Ambigolamel-*

*latus horridus* Z. Zhur., *Osagia tenuilamellata* Reitl., *Vesicularites immensis* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Nar. Характер литологического состава отложений свиты, а также присутствие в карбонатных породах онколитов и строматолитов указывает на мелководную обстановку осадконакопления.

Басегская серия (RF<sub>3bs</sub>) выделена в объеме ослянской, щегровитской, федотовской и усвинской свит. Серия как самостоятельный стратотон зафиксирована на севере территории листа О-40; относится к Кваркушко-Каменногорской СФЗ. В составе серии – сланцы серицит-хлорит-кварцевые, песчаники кварцевые и олигомиктовые, кварцитопесчаники; редкие линзы известняков, В нижней части – терригенные отложения в переслаивании с лавами, лавобрекчиями и туфобрекчиями трахитов, трахибазальтов, базальтов, пикробазальтов, трахириолитов. Мощность серии, принятая в Уральской серийной легенде – до 3600 м.

Ослянская свита (RF<sub>3os</sub>) выделена А. Э. Ульмером в 1931 г. на горе Ослянка и в долине р. Усьва [1]. Здесь она наиболее распространена в пределах листа О-40-XI, обнажаясь в ядерных частях антиклиналей (горы Северная и Средняя Басеги и вершины гор Ослянка и Одиночная). Свита представлена кварцитами и кварцитопесчаниками светло-серыми, реже темно-серыми мелко-, средне- и крупнозернистыми («икрянными»), имеющими признаки слоистого сложения, легко обнаруживаемые в крупных обнажениях. В породах широко распространены знаки водной ряби различного облика. Среди кварцитов и кварцитопесчаников встречаются кварцевые, слюдисто-кварцевые и полевошпат-кварцевые разности. Первые являются преобладающими (до 80%). В районе горы Ослянка среди отложений свиты наблюдались прослойки филлитизированных сланцев. Самый представительный разрез вскрывается на правом склоне долины р. Усьва, в месте пересечения северного склона горы Северный Басег, в урочище Еранина Деревня. Здесь породами свиты сложено хорошо обнаженное ядро антиклинали, в котором четко наблюдаются элементы слоистости и кливажа. Общая протяженность разреза по течению реки составляет более 1 км. В 40–50 км южнее, в бассейне р. Серебрянка, имеется несколько пунктов, в которых установлен как тектонический, так и стратиграфический согласный контакт ослянской и подстилающей ее клык-танской свит. Мощность свиты – до 350 м.

Щегровитская свита (RF<sub>3śč</sub>) выделена С. В. Младших в 1958 г. по р. Вильва и ее притоку – р. Щегровитка. Согласно Уральской серийной легенде, она занимает стратиграфическое положение между ослянской и федотовской свитами верхнего рифея. Среди геологов, работающих на западном склоне Среднего Урала, вопрос о выделении щегровитской свиты носит дискуссионный характер практически с момента ее выделения. Определения абсолютного возраста пород щегровитской свиты, сделанные разными методами и в разное время, колеблются в широких пределах. Подробные характеристики состава и строения свиты приводятся в работах С. В. Младших, А. М. Зильбермана, И. Л. Лучина. Вулканыты слагают основной объем стратона и представляют собой как покровные эффузивные, так и вулканокластические залежи. В составе свиты присутствуют базальты, трахибазальты, трахиты, трахириолиты, серицит-хлорит-кварцевые и кварц-гематитовые сланцы. Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.



Трахибазальты имеют бластопорфировую структуру, миндалекаменную и сланцеватую текстуру. Вкрапленники (до 15 %) представлены альбитом, часто нацело серицитизированным. Основная масса характеризуется апоинтерсертальной нематолепидогранобластовой структурой. В миндалекаменных разностях содержание миндалин составляет 10 %, размеры их – 0,1–1 мм, редко 3 мм, выполнены хлоритом, кальцитом и вторичным кварцем. По химическому составу трахибазальты отличаются низким содержанием кремнезема, высоким содержанием титана и повышенной щелочностью. Среди метабазальтов встречаются плагиоклазовые и авгитовые разности. Плагиоклазовые метабазальты имеют бластопорфировую структуру и сланцеватую текстуру. Основная масса имеет микролитовое строение с реликтовой интерсертальной структурой. Августовые порфиры отличаются пойкилоофитовой структурой. Метатрахиты имеют порфировую структуру и ортофировую основную массу, которая состоит из полевошпат-серицитового агрегата. Вкрапленники – крупные кристаллы калиевого полевого шпата и более мелкие зерна серицитизированного плагиоклаза. Метатрахиты часто окрашены за счет примеси эмульсионного гематита в лиловый цвет. Ю. В. Шурубор [324] выделял их в особую группу красных кератофинов. В них отчетливо различаются вкрапленники (5–15 %) калиевого полевого шпата, замещенного частично шахматным альбитом, иногда альбитом, и редкие вкрапленники керсутита и биотита. Основная масса чаще всего криптокристаллическая, аллотриоморфнозернистая. Иногда наблюдается сочетание фельзитовой и микропойкилитовой структуры, а также сферолитовой и пилотакситовой. В состав основной массы входят калишпат, альбит, хлорит, лейкоксен, гематит. По результатам спектрального анализа в вулканитах щегровитской свиты присутствуют в повышенных содержаниях Nb, Ba, Ti, P и Sr.

Мощность щегровитской свиты изменчива и колеблется от 0 до 900 м с максимумом в стратотипическом разрезе по р. Вильва, в 3 км выше устья р. Щегровитка.

Федотовская свита (RF<sub>3</sub>fd) выделена А. А. Кухаренко в 1945 г. по р. Койва у пос. Федотовка (стратотип), распространена в ядрах и на крыльях мелких антиклиналей Кваркушско-Каменногорского антиклинория по рекам Койва и Вижай. Соотношения с нижележащей клыктанской свитой согласные. По данным С. Б. Сулова (2002 г.) стратотипический разрез представлен сланцами слюдисто-кварцевыми и углисто-слюдисто-кварцевыми, светло-серыми кварцитопесчаниками, метабазальтами. Б. К. Ушков (1989 г.) считает, что для федотовской свиты наиболее характерны черные и темно-серые (нередко ленточно-полосчатые) углисто-кварцевые и слюдисто-кварцевые фелитизированные сланцы, иногда пиритизированные; среди них присутствуют прослойки и пачки серых кварцитопесчаников. В верхней части свиты установлена невыдержанная по мощности пачка мрамризованных известняков и известковистых сланцев. В фациальном отношении свита достаточно устойчива и в общих чертах повсеместно отличается постоянством состава. Характерными свойствами федотовской свиты являются монотонность окраски, литолого-минералогическое однообразие пород и интенсивное развитие полосчатости в филлитах. На востоке территории отложения залегают на щегровитской свите и имеют довольно однообразный литологический состав, хорошо

узнаваемый даже в одиночных обнажениях. Верхняя граница стратона наблюдалась на р. Усьва в обнажениях ниже пересечения отрога горы Северный Басег, где темно-серые полосчатые сланцы федотовской свиты согласно перекрываются пачкой зеленовато-серых мелкозернистых кварцитопесчаников усьвинской свиты [1]. По разным авторам, мощность федотовской свиты существенно различается и даже в стратотипе колеблется от 630 м [43] до 1090 м [1]. По площади она в целом увеличивается с востока на запад от 600 до 1000 м и более.

Усьвинская свита ( $RF_3us$ ) выделена в 1940 г. А. И. Олли в разрезе на р. Усьва ниже г. Северный Басег. Распространена вдоль западных склонов горы Осянка, слагая непрерывную полосу шириной 2–3 км на левобережье р. Косьва и в истоках рек Большой и Малый Басег. Свита сложена исключительно терригенными породами – кварцитопесчаниками и филлитовидными сланцами. Кварцитопесчаники и сланцы чередуются, распределяясь по разрезу неравномерно. Обе разновидности пород имеют серую, реже светло-серую окраску и почти всегда бурый и лиловый оттенки различной тональности. И те, и другие характеризуются однообразным минеральным составом, в котором главное значение имеет кварц, в небольшом количестве – слюда, хлорит, полевые шпаты. Повсеместно усьвинские породы подстилаются темно-серыми ленточнослоистыми сланцами федотовской свиты. Граница между свитами проводится по исчезновению прослоев углистых сланцев и смене окраски пород. В стратотипическом разрезе по р. Усьва в составе свиты С. В. Младших [1] выделяет четыре пачки (снизу вверх): преимущественно песчаных сланцев (250 м), алевроитовых сланцев с прослоями песчаников (200 м), преимущественно песчаников (390 м) и песчаников с прослоями алевроитовых сланцев (около 270 м). Общая мощность пород западнее хр. Басеги 1000–1200 м, к югу и востоку от него – 400–600 м.

Кырминская свита ( $RF_3kr$ ) выделена С. В. Младших в 1982 г. на р. Кырма (Усьвинско-Синегорская подзона Кваркушко-Каменногорской СФЗ), где слагает восточное крыло антиклинория. По объему кырминская свита отвечает всей басегской серии Язьвинско-Косьвинской подзоны (западный район). Ее отложения распространены от р. Кырма на севере (лист О-40-ХVIII) до пос. Висимо-Уткинск на юге. Единого стратотипического разреза свиты нет. Отложения представлены зеленовато-серыми слюдисто-хлорит-кварцевыми и серыми (до черных) углеродисто-серицит-кварцевыми сланцами (часто с хорошо выраженной ленточной слоистостью), а также кварцитопесчаниками с прослоями серых мелкозернистых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников, редко сланцев хлорит-серицит-кварцевых. В нижней части свиты отмечаются линзовидные тела метадолеритов мощностью до 15 м; в основании – слой кварцитовидных серых олигомиктовых песчаников. Соотношения свиты с нижележащими образованиями трактуются неоднозначно: по данным ГДП-200 они достоверно не установлены, предполагается несогласное (с размывом) ее залегание на клыктанской свите; однако при ГДП-50 [315] наблюдался контакт между свитами без признаков размыва. Мощность стратона – до 1600 м.

Указарская свита ( $RF_3uz$ ) выделена Г. А. Смирновым [310]; представляет собой осадочно-вулканогенный разрез (с вулканитами контрастного

состава). Распространена на юге Уфалейского антиклинория (Уфалейская СФЗ), метаморфизована в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации. Свита состоит из чередования осадочно-вулканогенных зеленых, светло-серых и зеленовато-серых и метаосадочных серых и темно-серых пачек пород мощностью от первых метров до 300 м. «Зеленые» пачки выражены переслаиванием сланцев карбонат-альбит-хлоритовых, эпидот-альбит-хлоритовых, кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-серицит-альбит-хлоритовых, эпидот-альбит-хлорит-актинолитовых и эпидот-альбит-актинолитовых. Среди них отмечаются породы с более массивной текстурой, в которых иногда сохраняются реликты вкрапленников альбитизированного плагиоклаза и участки диабазовой структуры основной массы. Исходными породами зеленых сланцев являются лавы базальтов и андезибазальтов, их туфы, псаммитовые и гравелитовые пирокласто-терригенные породы. Среди лав преобладают базальты. Там же встречаются прослои зеленовато-серых плагиофирировых и афировых метадацитов.

«Существенно кислые» вулканогенные пачки сложены тонкоплитчатыми и тонкополосчатыми серицит-кварц-альбитовыми сланцами, иногда с хлоритом. В них присутствуют реликты вкрапленников кварца, альбитизированного плагиоклаза и псевдоморфозы шахматного альбита по вкрапленникам калиевого полевого шпата. Это метаморфизованные лавы дацитов, риодацитов и риолитов (порфирировых и афировых) покровной и, возможно, экструзивной фаций. Кроме лав в этих пачках присутствуют литокристаллокластические и литокластические туфы риолитов (бластопсаммитовые крупнообломочные), а также тонкополосчатые и листоватые альбит-серицит-кварцевые сланцы туффитовой природы и силекситы.

На юге в составе указарской свиты в небольшом количестве присутствуют темно-серые филлиты, бурые метапесчаники и метагравелиты с обломками голубого кварца. Установлено увеличение роли и размеров обломочного материала в южном направлении. На правом берегу р. Уфа вблизи устья р. Красная среди кварц-альбит-серицитовых сланцев есть прослои мелкогалечных конгломератов. В устье р. Ельничная (лист N-40-VI) развиты редкогалечные конгломераты с галькой кварца и плагиогранитов.

В целом для указарской свиты типичен умеренно контрастный состав вулканитов, причем относительное количество кислых пород увеличивается в южном направлении. На севере Уфалейского антиклинория (Чусовской арал) они составляют около 20 %, на юге (Южный арал) – не менее 50 %. Метабазальты и метандезибазальты южной части Уфалейской СФЗ обладают в целом более высокой титанистостью, среди них выделена ультратитанистая базальт-андезибазальтовая серия. Соответственно эти породы имеют и более высокие содержания редкометалльных и редкоземельных элементов. При общей V-Zn геохимической специализации метабазальтов указарской свиты, основные вулканиты севера Уфалейского антиклинория имеют также и медную геохимическую специализацию.

Возраст стратона точно не установлен. Кроме несогласного перекрытия ее позднекембрийско-нижнеордовикской козинской свитой, другие геологические данные отсутствуют. Пять определений изотопного возраста K/Ar методом по метаморфизованным вулканитам указарской свиты (юг Уфалейского

антиклинория) дали значения 430–422–405–395–373 млн лет. Л. В. Сумин Рb–Рb кинетическим методом по цирконам, выделенным из биотитовых гнейсов, получил даты от 300 до 100 млн лет, а по цирконам из серицит-кварц-альбитовых пород (метариолитов) – 1100–600–400–100 млн лет. Первую цифру можно считать «реликтовым возрастом», поскольку аналогичный циркон встречается в гранитах битимского и водоводинского комплексов; возраст 400 млн лет близок к К/Аг датировкам, фиксирующим раннедевонские наложенные процессы. Дата 600 млн лет (рубеж рифея и венда), возможно, отражает время максимальной термальной проработки пород свиты при байкальском рифтогенезе. Мощность подразделения – 1300–1750 м.

## ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Вендские отложения залегают трансгрессивно на различных свитах рифея и коре выветривания кристаллического фундамента. Система представлена здесь обоими отделами. При этом на востоке Русской плиты, в районах прилежащих к Уралу (Верхнекамская и Камско-Бельская впадины), нижневендские стратоны (в отличие от верхневендских) отсутствуют. В разрезах Урала, напротив, они представлены широко и развиты там же, где картируются выходы пород верхнего рифея. Наиболее полные разрезы нижнего венда в Язьвинско-Косьвинской подзоне Кваркушско-Каменногорской СФЗ фиксируются по р. Серебряная; здесь же описаны стратотипы пяти свит, входящих в серебрянскую серию (танинской, гарёвской, койвинской, бутонской и керносской). В Усьвинско-Синегорской подзоне выделены вильвенская и першинская свиты, также относящиеся к нижнему отделу. Таксоны верхнего венда в Кваркушско-Каменногорской СФЗ играют заметную роль.

Серебрянская серия ( $V_1sr$ ) объединяет танинскую, гарёвскую, койвинскую, бутонскую и керносскую свиты. Залегают между басегской и сылвицкой сериями, сопоставляется с криволукской и аршинской свитами Башкирского антиклинория. Серия содержит песчаники, сланцы глинистые и углито-глинистые; прослои алевролитов, гравелитов, конгломератов; в нижней части – линзы доломитов, трахибазальтов и их туфов.

Танинская свита ( $V_1tn$ ) выделена в 1948 г. П. М. Есиповым на р. Межевая Утка близ пос. Таны и представлена преимущественно тиллитовидными конгломератами темно-серыми, местами зеленоватыми и вишневыми. В средней части разреза присутствует пачка полевошпат-кварцевых песчаников, гравелитов и глинистых сланцев, характеризующаяся изменчивой мощностью. Рядом авторов в составе нижней части танинской свиты выделяются зеленокаменно-измененные (зеленые альбит-хлоритовые сланцы с кальцитом, эпидотом и лейкоксеном) основные вулканиты – в виде прослоев туфов и лав трахибазальтового состава.

Тиллитовидные конгломераты представляют собой грубокластическую породу, состоящую из несортированных обломков, погруженных в рассланцованную массу пелито-алевритового или алеврито-песчаного состава. Структура цемента бластоалевритопелитовая или бластоалевропсефитовая. В составе обломочного материала преобладают кварцитопесчаники, на вто-

ром месте стоят обломки карбонатных пород, далее следуют обломки магматических пород, среди которых чаще всего встречаются различные граниты. На поверхности валунов и галек конгломератов иногда видны следы штриховки, которые, по мнению некоторых исследователей [156 и др.], имеют ледниковое происхождение. По предположению О. А. Кондияйна и др. [190], штриховка может представлять собой отпрепарированные зеркала скольжения, часто наблюдаемые на плоскостях напластования смятых в складки пород и на плоскости сместителей разломов.

Танинские отложения [36], кроме конгломератов, представлены алевролитами, в том числе песчаными алевролитами, алевроаргиллитами и песчаниками. Текстуры ориентированные сланцеватые, у песчаников часто беспорядочные. Главные породообразующие минералы – кварц, полевые шпаты, серицит, часто встречается биотит. Цемент глинистый, гидрослюдистый, хлорит-гидрослюдистый составляет 20–60 % породы. Рудные – лейкоксен, гидроокислы железа, реже гематит. Аксессуары – циркон, турмалин, апатит, рутил, редко гранат и шпинель. На р. Серебряная в породах танинской свиты Н. С. Михайловой определены микрофоссилии *Leiosphaeridia* sp. и *Bavlinella faveolata* Scher. Севернее (р. Няр), также обнаружены акритархи; их список приведен в Легенде Пермской серии листов ГК-200/2. По р. Сыльвица В. Г. Варгановым в гальках танинских конгломератов обнаружены остатки известковистых водорослей *Korilophiton* и *Renalcis*, характерных для чабурского (немакит-далдынского) горизонта на Востоке Сибирской платформы. Это не противоречит Уральской серийной легенде, где возраст танинской свиты принимается ранневендским. Наличие в составе свиты специфических тиллитовидных конгломератов позволяет достаточно уверенно относить эти отложения к танинским и в то же время сопоставлять их со сходной литологически субсинхронной вильвенской свитой Усьвинско-Синегорской подзоны. Мощность стратона на разных участках колеблется от 250 до 2000 м.

Вильвенская свита ( $V_{\nu/l}$ ), равно как и перекрывающая ее першинская свита, выделяется в пределах Усьвинско-Синегорской подзоны Кваркушко-Каменногорской СФЗ. Впервые она выделена А. А. Кухаренко в 1946 г. по р. Вильва. Толща тиллитовидных конгломератов, песчаников и сланцев первоначально относилась им к силуру. Позднее Б. Д. Аблизин и С. В. Младших расширили объем свиты и соотнесли ее с «верхним докембрием». С 1966 г. она рассматривается как аналог танинской, гарёвской и койвинской свит вместе взятых [1]. Данные отложения протягиваются от северной границы листа (гора Кырьинский Камень) до истоков р. Вильва на юге. На севере это – узкая полоса на правобережье рек Большая Язя и Усьва, на юге – обширное пространство водораздела верхних течений Усьвы, Койвы и Вильвы. В северо-восточной части площади (лист О-40-V) свита слагает ядра Кваркушской антиклинали, Козмерской горст-антиклинали и присутствует в Рассохинско-Кырьинском тектоническом блоке. Состав свиты по отношению к ее южному разрезам здесь изменяется в значительной мере за счет резкого уменьшения доли тиллитовидных конгломератов.

Свита включает терригенные и вулканогенные образования; среди первых преобладают кварцитопесчаники полевошпат-слюдисто-кварцевого состава, светлые, часто с зеленоватым оттенком и альбит-хлорит-слюдистые зеленова-

то-серые сланцы. В средней части разреза развита толща тиллитовидных конгломератов мощностью 250–400 м, содержащая прослой углисто-слюдисто-кварцевых сланцев, известковистых песчаников и мраморов. В нижней половине разреза присутствует толща эффузивных пород основного состава. Отличительной чертой свиты является наличие в ее составе тонкоплитчатых сланцев с вкрапленностью магнетита и гематита, располагающихся в нижней и средней частях разреза, что позволяет прослеживать горизонты с помощью магнитометрии. Конгломераты вильвенской свиты, как правило, редкогогалечные, реже гравийно-галечные до валунных. Средний размер валунов – 20–30 см, реже до 60 см. Окатанность галек и валунов преимущественно хорошая, реже средняя и, очень редко плохая. Петрографический состав обломков довольно однообразен. Преобладают обломки местных подстилающих пород: кварцитопесчаники, доломиты и известняки, сланцы слюдисто-кварцевые, редко углисто-кварцевые. Вблизи Сарановского массива встречаются гальки хромититов, серпентинитов, вблизи выходов пород щегровитской ассоциации – обломки этих пород. Из экзотических обломков наблюдаются гранитоиды, гальки которых местами (р. Малая Рассошка, водораздел рек Бутон и Волья) встречаются в значительном количестве, что говорит о близком расположении гранитных тел. В конгломератах [315] отмечается отсутствие сортировки, спорадическое развитие грубой и тонкой слоистости, наличие знаков волновой ряби. Эти признаки позволили связать образование конгломератов с действиями периодической абляции материкового льда, выносом речным стоком и отложением обломочного материала в прибрежной зоне в условиях малых глубин при постоянном, относительно быстром и компенсированном прогибании дна бассейна. А. В. Маслов [115] образование вильвенских микститов связывает с формированием их на склоне седиментационного бассейна, открывающегося на восток и имеющего связь с океаном, что доказывается резким эвстатическим падением уровня моря в период лапландского оледенения. Надежные изотопные возрастные датировки в вильвенских отложениях отсутствуют. Вулканогенные породы вильвенской свиты А. М. Зильберман выделяет в «вильвенский комплекс трахит-трахибазальтовой формации». Вулканиды представлены базальтовыми и трахибазальтовыми порфиритами, их туфами и туффитами, а также мандельштейнами (гора Кырьинский Камень). Южнее, по рекам Усьва и Вильва, щелочность вулканитов постепенно уменьшается. В вулканогенном разрезе свиты по р. Вильва идет переслаивание пачек базальтовых и трахибазальтовых пород. Все вулканиды свиты, как правило, рассланцованы и метаморфизованы до фации зеленых сланцев.

По химическому составу вулканиды вильвенской свиты отличаются повышенной титанистостью и недонасыщенностью кремнекислотой. По спектральному анализу характерны повышенные содержания Ti, Zr, Cu, Ni, Co, Sr, Se. Абсолютный возраст вулканитов вильвенской свиты был определен калий-аргоновым методом в непосредственной близости от описываемого района за северной рамкой листа (гора Растесский Камень) и составил  $652 \pm 2$  млн лет, что соответствует венду. Общая мощность свиты, по данным разных авторов, колеблется в пределах 500–1760 м.

Першинская свита (*V<sub>pr</sub>*) выделена С. В. Младших в 1966 г. на р. Усьва выше устья р. Перша (стратотип). Она имеет тесную пространствен-

ную связь с вильвенской свитой и состоит в основном из серых и темно-серых углисто-сланцевых кварцевых сланцев и кварцитопесчаников полевошпат-кварцевого состава той же окраски с прослоями гравелитов. Эти разновидности пород образуют повторяющееся переслаивание по всей мощности. В грубозернистых разностях кварцитопесчаников встречаются мелкие обломки фосфатоносных черных сланцев. В верхней части разреза сланцевая составляющая представлена слюдисто-хлорит-кварцевыми сланцами, имеющими зеленоватый оттенок и образовавшимися, возможно, по основным лавам и их туфам. Нижняя граница стратиграфически согласна с подстилающими отложениями вильвенской свиты и обнажается в истоках р. Усьва. Верхняя граница нигде в районе не наблюдалась. Согласно залегание першинской свиты на вильвенских отложениях достоверно установлено в верховьях р. Кырма, где четко выражен постепенный переход между ними. Мощность отложений свиты – до 500 м.

Гарёвская свита (*V<sub>gr</sub>*) выделена Б. Д. Аблизиним в ранге самостоятельного местного подразделения в 1966 г. [1]; стратотипом является разрез по р. Серебряная вблизи устья р. Гарёвка. Стратон в виде непрерывной полосы окаймляет с запада танинскую свиту [36], залегая в западном крыле Кваркушско-Каменногорского антиклинория. Эти отложения залегают согласно на конгломератах танинской свиты и представлены переслаивающимися зеленовато-серыми и темно-серыми филлитизированными алевроаргиллитами (нижнегарёвская подсвита) и зеленовато-серыми олигомиктовыми песчаниками (верхнегарёвская подсвита). Картирование таксона затруднено из-за большого сходства с бутонской свитой. Алевролиты нижней части гарёвской свиты повсеместно слабофосфатоносны. В песчаниках верхней части свиты отмечены знаки ряби и косая слоистость, что свидетельствует о формировании этих отложений в прибрежно-морской обстановке. Нижний контакт гарёвской свиты наблюдался на р. Пашковка. Здесь на тиллитовидных конгломератах согласно залегают сланцы гарёвской свиты, серые и зелено-серые тонкоплитчатые, с прослоями кварцевых песчаников. Гарёвская свита не обнаруживает существенных изменений состава от широты р. Межевая Утка на юге до широты р. Косьва на севере.

Из отложений гарёвской свиты по р. Серебряная Н. С. Михайловой [118] выделен следующий комплекс микрофоссилий: *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.) Jank., *Leiosphaeridia* sp., *Bavlinella faveolata* Schep., *Symplastosphaeridium* sp.. Там же, по определению Е. Г. Раевской, обнаружены акритархи ордовикского облика: *Baltisphaeridium filosum* Kjellstrom, *B. hirsutoides* Eisenack, *B. longispinosum* (Eisenack), *B. ritvae* Kjellstrom и др. Мощность свиты в разных разрезах составляет 200–730 м.

Койвенская свита (*V<sub>kv</sub>*) выделена в 1946 г. А. А. Кухаренко на р. Койва, ниже устья р. Федотовка [40]; ее отложения распространены в юго-западной части площади на водоразделе рек Косьва и Усьва, а также на левобережье последней, сохраняя на этом пространстве общие черты стратотипического разреза. Породы свиты характеризуются резкой фациальной изменчивостью и значительным сокращением мощности в северном (среднее течение р. Косьва) и южном (р. Межевая Утка) направлениях. Повсеместно распространенными разновидностями пород являются филлитизированные гли-

нисто-алевритовые сланцы и полевошпат-кварцевые песчаники. Кроме того, в средней части свиты присутствуют прослои и пачки вулканогенных пород, тиллитовидных конгломератов, гематитовых сланцев, известняков. Все породы, кроме тиллитовидных конгломератов, отличаются четкой слоистостью и широкой цветовой гаммой (зеленая, вишневая, сиреневая, кремовая, голубоватая, розовая и черная окраска). К наиболее полным разрезам ранее относились те, что наблюдаются на р. Косьва южнее пос. Рассольный, а также на р. Усьва выше устья р. Малый Басег и ниже пос. Безгодово. Однако после проведения геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 (лист О-40-ХVII, [43]) здесь картируется лишь верхняя часть керносской свиты. В настоящее время в состав койвенской свиты вулканические породы не включены, так как наличие в ней лав авгититов [99] не обосновано. Последние перемежаются в разрезах с трахибазальтами, трахиандезитами и другими эффузивами, ранее выделявшимися в «дворецкий комплекс» [141, 142] или дворецкую толщу, и вместе с ними отнесены к керносской свите [43]. В бассейне р. Усьва картируется «рудная пачка» мощностью 30–40 м, представляющая собой чередование прослоев сланцев и песчаников вишневой окраски, содержащих до 50 % мелкочешуйчатого гематита. К югу от р. Усьва мощность пачки возрастает до 100 м, а южнее долины р. Большой Басег снова уменьшается. В разрезе койвенской свиты на р. Усьва, ниже пос. Безгодово, появляются тиллитовидные конгломераты, мощность которых достигает 80 м. На р. Яйва (лист О-40-V [36]) нижняя часть стратона представлена тиллитовидными конгломератами мощностью 40 м, верхняя – переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В самых верхах же наблюдалась постепенная (на протяжении 10 м) смена вверх по разрезу голубовато-серых глинистых сланцев и алевролитов описываемого подразделения черными аргиллитами бутонской свиты, содержащими фосфориты. Видимая мощность свиты на р. Яйва – более 150 м. Общая мощность подразделения, в соответствии с Уральской СЛ, – до 800 м.

Бутонская свита (*V<sub>bt</sub>*) выделена в 1959 г. Б. Д. Аблизиным (как «бутонский горизонт козьвинской свиты») по р. Сыльвица у пос. Бутон. С 1966 г. рассматривается в качестве самостоятельной свиты; стратотип находится на р. Сыльвица у пос. Бутон. Бутонские отложения достаточно широко распространены [43] на площади в пределах Керносско-Пашийской зоны смятия и в западной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория, прослеживаясь широкой полосой от р. Сыльвица до р. Вильва. В пределах листа О-40-ХI [40] свита достаточно надежно сопоставляется со стратотипом и распространена в бассейне рек Косьва и Усьва и частично на правобережье р. Вильва. Свита представлена однообразными сероцветными углисто-глинистыми сланцами, неясно- и тонкослоистыми, в некоторых пачках тонкополосчатыми углисто-кварцевыми сланцами с небольшой примесью фосфатного вещества (в среднем десятые доли процента, редко 1–2 %). Иногда сланцы имеют бархатистоматовый излом и налет бурых гидроокислов железа по плоскостям скалывания. Среди сланцевого разреза встречаются отдельные прослои серых и темно-серых полевошпат-кварцевых песчаников. Во всех разрезах состав и облик свиты остаются неизменными. Наблюдается лишь небольшое постепенное увеличение числа и мощности прослоев песчаников снизу вверх по раз-



резу в направлении с юга на север. Нижняя граница свиты четкая и проводится по смене пестроцветных койвенских отложений сероцветными породами бутонской свиты; наблюдалась она на р. Косьва, где мощность свиты составляет 300–400 м. На площади листа О-40 бутонская свита распространена от р. Сулем до широты р. Койва. В разрезе по р. Сыльвица поле ее развития расширяется со 150–400 м до 2–4 км. В северной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория ее отложения распространены в долинах рек Молмыс, Яйва, Губь, Кадь, Пашковка и Косьва, южнее – в бассейне рек Косьва и Усьва и частично на правом берегу р. Вильва. Здесь бутонские отложения представлены [40] однообразными сероцветными углисто-глинистыми сланцами, неясно- и тонкослоистыми, в некоторых пачках – тонкополосчатыми углисто-кварцевыми сланцами с небольшой примесью фосфатного вещества (в среднем десятые доли процента, редко 1–2%). В долине р. Яйва нижняя часть 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 (раковинистый излом) в виде окатанных уплощенных галек и «караваев» размером до 20 см. Содержание  $P_2O_5$  в сланцах составляет десятые доли процента, в фосфоритах достигает 20,75%.

Из углистых алевролитов бутонской и керносской свит [36] по р. Вижай И. А. Сиверцевой определена колония форм *Contextus bullatus* Andr., а в образцах с р. Большой Тырым обнаружены ламинаритовые пленки – *Laminarites antiquissimus* Eichw. При поисковых работах на фосфориты в отвалах газопровода на водоразделе рек Белая и Чёрная (правые притоки р. Кусья) в желваках фосфоритов из бутонской свиты найдены микрофоссилии: *Obruchevella condensata* Lin., *O. magna* V. Gol. et M. Bel., *O. gigantea* V. Gol. et M. Bel. (коллекция Ф. А. Курбацкой, определения В. К. Головенко), отнесенные ими к нижнему венду. Как отмечает В. Г. Варганов [15], находка обрубчелл представляет исключительный интерес, так как в одном образце содержатся формы с резко различными размерами диаметров трубок и спиралей – от 4,16 до 49,6 (трубки) и от 16,4 до 291,1 мкм (спирали). Им же по р. Койва в алевроаргиллитах обнаружены вертикальные округлоспиральные следы *Girolites* (определения М. А. Федонкина). Южнее площади, по р. Серебрянка Н. С. Михайловой [118] из сланцев бутонских отложений приводится список микрофоссилий, включающих *Bavlinella faveolata* Scher. В песчаниках по р. Молмыс кроме того описаны микрофоссилии *Protosphaeridium densum* Tim., *P. vermium* Tim., *Asperatopsophosphaera* sp.(?), *Trachysphaeridium pusillum* Tim., *T. partialum* (Scher.) и др., распространенные в верхнем протерозое и нижнем кембрии [289].

Керноская свита (*V<sub>1</sub>kn*) выделена Б. Д. Аблизиным в 1959 г. (как «керносский горизонт косьвинской свиты») по р. Сыльвица, ниже устья р. Кернос; позднее (с 1966 г.) этот разрез стал рассматриваться в ранге стратотипа свиты. Характерной особенностью стратона является присутствие в подошве цельных слоев элементарных циклитов – тонких (1–2 см) слойков с обильными интракластами («бляшками») черных и серых аргиллитов и фосфоритов. Среди песчаников встречаются маломощные прослои сланцев и алевролитов. По литологическим особенностям свита подразделена на две

подсветы: нижнекерносскую – песчаниковую и верхнекерносскую – карбонатно-вулканогенную. Отложения керносской свиты прослеживаются в ядрах антиклиналей в пределах Керносско-Пашийской зоны смятия по рекам Сылвица, Чёрный Тырым, Койва, Рассольная, Вильва и в ядре Колдоватовской синклинали на западном крыле Кваркушко-Каменногорского антиклинория по р. Вижай. Стратотип по р. Сылвица [1] отчетливо разбивается на два типа разрезов: восточный – бобровский (близ устья р. Бобровка) и западный – керносский (близ устья р. Кернос). Породы бобровской фации представлены сероцветными массивными и плитчатыми, часто фосфатоносными, полевошпат-кварцевыми песчаниками в переслаивании с темно-серыми и черными углистыми алевроаргиллитами. В западной (керносской) фации разрез более песчанистый. Среди песчаников преобладают светлоокрашенные светло-бурые и светло-желтые массивные толстослоистые разности с примесью аркозового материала и «бляшками» фосфоритов и алевролитов. Встречаются редкие прослои серых и зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, нередко с тонкой косою слоистостью. Подошва керносской свиты неоднократно вскрывается по р. Сылвица и во всех случаях связана тесным и постепенным переходом с нижележащими отложениями бутонской свиты. Выше залегают конгломераты сылвицкой серии, содержащие в обломочном материале гальки и валуны полевошпат-кварцевых песчаников керносской свиты.

К верхнам стратона, кроме перечисленных комплексов пород, в последнее время отнесены вулканиты дворецкой толщи, которая распространена в виде двух полос вулканитов (западной и восточной), окаймляющих Безгодовско-Пашийскую синклинальную зону. Наиболее крупные проявления вулканизма сосредоточены в восточной полосе, протягивающейся от р. Вильва до притоков р. Вижай (реки Талая и Ольховка) на 12 км при максимальной ширине 900 м. Вулканиты представлены дифференцированными породами умереннощелочного ряда: трахибазальтами в виде покровов до 85 м, пачек подушечных лав до 300 м, а также из отчетливо слоистых туфов и туффитов, состоящих из смеси пеплового и осадочного материала. Межподушечное пространство выполнено яшмоидами, карбонатными породами или гиалокластитамы. Они прослеживаются по простиранию на расстояние более 40 км в бассейнах рек Яйва [243, 36] Косьва, Усьва и Вильва. Наиболее мощная пачка подушечных лав обнажается по р. Усьва в районе руч. Шпалорез (до 300 м). Выдержанный по простиранию характер этих пачек, постоянная и значительная их мощность, преобладание лав над туфами, а также ассоциация с субвулканическими интрузиями близкого состава характерны для извержений трещинного типа и распространены в основном в западной полосе. Восточнее вулканогенные образования прослежены по простиранию почти на 100 км (бассейны рек Усьва, Вильва и Кусья), входят в состав мощной вулканогенно-осадочной толщи (до 1000 м) и составляют около четверти ее объема. Вулканогенные породы встречаются в различных частях разрезов, слагающая пачки, меняющиеся по мощности и составу. Вулканиты представлены чередующимися мелкообломочными туфами и лавами авгититов (гиаломеланефелинитов по С. Б. Сулову) и лимбургитов (оливиновых гиаломеланефелинитов по С. Б. Сулову) с прослоями трахиандезитов, крупноглыбовыми брекчиями и туфами оливиновых и пироксеновых трахибазальтов, а также

ритмичнослоистыми туфами и туффитами трахиандезибазальтов. Для рассматриваемых вулканогенных пород характерно разнообразие составов, небольшая мощность отдельных разновидностей, резкое преобладание пирокластических образований, наличие жерловых образований, что позволяет связывать их с извержениями центрального типа.

Авгититы и лимбургиты отличаются порфириновым строением. Во вкрапленниках преобладает пироксен (титанавгит, в центральных частях эгирин-авгит). Разности с включениями плагиоклаза (3–10 %) в основной массе относятся к полевошпатовым авгититам, а с оливином во вкрапленниках – к оливиновым авгититам. Все породы миндалекаменные, миндалины (1–25 %) выполнены цеолитами, анальцимом, хлоритом, кальцитом, альбитом, часто наблюдаются жилы цеолитов, хлорита, кальцита, альбита. Значительная часть авгититов находится в виде туфов и эруптивных брекчий, слагающих жерловые фации. Туфы пепловые, пеплово-лапиллиевые, витро-литокластические, витрокластические, литокластические, кристаллолитово-витро-кластические цементируются путем уплотнения или анальцимом, цеолитами, кальцитом. Цемент эруптивных брекчий – пепел и лава авгитита.

Главными особенностями химизма всех вулканических пород верхней части керносской свиты является высокая титанистость и щелочность, недосыщенность кремнекислотой. Они обогащены литофильными редкими элементами (Nb, Ta, Zr, TR, Sr) и обеднены сидерофильными (Cr, Ni) [143]. Определения радиоизотопного возраста этих пород калий-аргоновым методом составили [141] для авгититов 363 млн лет, для трахиандезитов – 387 и 285 млн лет, по фракции моноклинного пироксена – 420 млн лет. Анализы, проведенные ИГЕМ [81], показали широкий разброс результатов калий-аргоновых определений: 577; 452; 430; 391 и 282 млн лет. Rb-Sr определения (трахиандезиты) дали 559 млн лет, а Sm-Nd – 568 млн лет. При выполнении данной работы по составлению ГК-1000/3 в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» было проведено изотопное датирование по цирконам, выделенным из авгититов р. Усьва (коллекция Н. А. Румянцевой) методом SHRIM-2. По 17 зернам цирконов возраст авгититов составил  $587 \pm 3,9$  млн лет. В песчаниках из нижней части керносской свиты встречены [36] микрофоссилии *Protosphaeridium vermium* Tim., *P. densum* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Margominuscula rugosa* (Naum.), *Trachysphaeridium pusillum* Tim. и др, распространенные в верхнем протерозое и нижнем кембрии. Мощность керносской свиты – 300–1500 м.

Койвенская, бутонская и керноская свиты объединенные ( $V_1kv=kn$ ) распространены крайне ограниченно в юго-западной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория, где отдельное выделение их невозможно в связи с малыми мощностями. Перечисленные свиты составляют верхнюю часть серебрянской серии. В койвенской свите повсеместно распространены разновидностями пород являются филлитизированные глинисто-алевритовые сланцы (от песчаных алевролитов до аргиллитов) и полевошпато-кварцевые песчаники. Кроме того, в средней части разреза в составе свиты присутствуют прослои и пачки вулканогенных пород, тиллитовидных конгломератов, гематитовых сланцев, известняков. Все породы, кроме тиллитовидных конгломератов, отличаются четкой слоистостью и широ-

кой цветовой гаммой. Граница между гарёвской и койвинской свитами проводится по появлению гематитсодержащих сланцев вишневого цвета.

Бутонская свита представлена однообразными сероцветными углисто-глинистыми сланцами, неясно- и тонкослоистыми, в некоторых пачках – тонкополосчатыми углисто-кварцевыми сланцами с небольшой примесью фосфатного вещества. Среди сланцевого разреза встречаются отдельные прослои серых и темно-серых полевошпат-кварцевых песчаников. Мощность свиты составляет 300–400 м.

Керноская свита сложена песчаниками, кварцитопесчаниками, гравелистами, переслаивающимися со сланцами песчано-алевритовыми и углистыми. В верхней части свиты появляются известковистые песчаники, известняки и прослои конгломератов. В верхней части свиты развита пачка вулканогенных образований, близких по составу к эффузивам койвенской свиты. Вулканиды, встречающиеся главным образом в эффузивной и эксплозивной фациях, относятся к щелочным базальтам с фациями плагиоверлитов (пикритов) щелочно-ультраосновного состава. В них внедрены силлы эссексит-долеритов, пикрит-долеритов и кринанитов, которые плохо диагностируются в связи с незначительной мощностью и сходством с трахибазальтами. Среди вулканидов нередко присутствуют прослои терригенных пород и туффилов. Мощность объединенного стратотона – 1000–2300 м.

Кыквинская и верещагинская свиты объединенные ( $V_2kv+vr$ ) распространены в Камско-Уфимской подобласти; ранее выделялись в «бородулинскую подсерию». Они вскрыты одной скажиной Низовского профиля (в 2 км южнее дер. Родники, лист О-40-III) и тремя скважинами Гежской площади [236]. Таксон представлен в нижней части полимиктовыми сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами (кыквинская свита), в верхней – зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами с незначительными пропластками песчаников (верещагинская свита). Отложения «бородулинской подсерии» [35] залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на породах рифея, либо на дорифейском фундаменте. Полный разрез пересечен скв. Осинцовская-1, в других случаях вскрыта только его верхняя часть. Из органических остатков встречены микрофоссилии. Полная мощность объединенного стратона по скв. Осинцовская-1 составляет 423 м. Вблизи г. Пермь по результатам бурения (Леонова, 1992) он залегают с размывом на гожанской свите рифея; низы его представлены переслаивающимися алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Алевролиты зеленовато-серые полимиктовые, прослоями глинистые, участками песчаные, переходящие в песчаники. Аргиллиты зеленовато-темно-серые с тонкой горизонтальной и пологоволнистой слоистостью, слюдистые, прослоями алевритистые. Песчаники светло-серые и серые. Зеленватые полимиктовые алевритистые, реже – глинистые. Вскрытая мощность – 550 м. В западной части площади рассматриваемой территории (листы О-40-XIX, XXV; [45]) описываемые отложения повсеместно представлены терригенными породами – ритмичночередующимися аргиллитами, алевролитами и реже – песчаниками, встречаются редкие тонкие прослои витрокластических туфов. В нижней части «подсерии» в песчаниках спорадически встречаются гальки песчаника полевошпат-кварцевого. В породах бородулинской подсерии отмечались акристархи, а в скважи-

нах 67 и 74 Тулвинской площади – отпечатки медузоидов *Beltanelliformis brunsi* Menner. Общая мощность кыквинской и верещагинской свит колеблется в пределах 425–780 м, постепенно уменьшаясь в южном направлении.

Велвинская и краснокамская свиты объединенные ( $V_2vl+kk$ ) ранее картировались как кудымкарская подсерия. Эти отложения в Камско-Уфимской подобласти распространены достаточно широко и залегают без перерыва на верещагинских породах. В центральной и южной частях территории листа О-40 описываемый таксон в разной степени денудирован.

*Велвинская свита* сложена светло-серыми и зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов. В северных разрезах присутствуют коричневатокрасные аргиллиты с прослоями пепловых туфов. Мощность свиты – до 295 м. *Краснокамская свита* представлена чередованием невыдержанных по латерали пластов серых, буроватых, темносерых песчаников, алевролитов и аргиллитов; мощность ее – до 393 м.

В породах обеих свит встречены акритархи *Bavlinella faveolata* Schep., *Asperatopsophosphaera partialis* Schep., *A. medialis* sp. nov., *A. bavlensis* Schep., *A. magna* sp. nov., *L. eiopsophosphera minor* Schep., *L. giganteus* Schep., характерные для валдайского комплекса, а также микрофоссилии широкого возрастного диапазона: *Leiopsphaeridium warsanofievae* Naum. *Frothosphaeridium* sp., *Oscillatorites wernadskii* Schep.

Отложения описываемого подразделения, развитые в пределах Пермского свода, также залегают без перерыва на «бородулинской подсерии» [35]. Вскрытая их мощность (две скважины «Лобановской площади») составляет здесь всего 12–90 м; это ритмично чередующиеся песчаники, аргиллиты и алевролиты при преобладании последних. Породы серовато-коричневые и темно-коричневые с красноватым оттенком, неравномерно ожелезненные. Мелкозернистые песчаники и алевролиты полевошпат-кварцевые с глинистым или карбонатным цементом. В породах встречены микрофоссилии валдайского комплекса.

На юго-западе территории (в пределах Сарапульско-Яныбаевской седловины), по материалам В. И. Козлова и др. [84], развит «калтасинский (кушкульский)» тип разреза (Синицин, 2002). Здесь описываемые отложения, вскрытые несколькими скважинами, выделялись под названием «байкибашевской» и «старопетровской» свит того же литологического состава; их мощность достигает 335 м. Общая мощность объединенного стратона – 690–750 м.

Старопечнинская свита ( $V_2sp$ ) принадлежит к Язьвинско-Косвинской подзоне Кваркушко-Каменногорской СФЗ; выделена Б. Д. Аблизиним и другими исследователями в 1959 г. на р. Сыльвица близ кордона Старопечное. В стратотипическом разрезе она сложена желтовато-зеленовато-серыми («табачными») алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и желваками фосфоритов. В нижней части встречаются вишнево-красные разности пород. В ряде разрезов к низам свиты приурочен прослой массивных фосфатоносных кварцитопесчаников; в основании нередко залегают редкогалечные конгломераты. По литологическому составу свита подразделяется на две пачки: нижнюю – конгломератовую и верхнюю – алевроито-аргиллитовую [1]. По р. Сыльвица ниже скалы Че-

тыре Брата обнажены (на протяжении 600 м) верхние части разреза, слагающие западное крыло Керносской антиклинали и представленные желто-зеленовато-серыми, зеленовато-серыми и серыми алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями песчаников. В кровле выделяется слой вишневых аргиллитов. Мощность вскрытого разреза по р. Сылвица составляет 200–250 м, увеличиваясь в более северных районах до 210–325 м. По рекам Койва и Межевая Утка в алевролитах установлены оболочки типа *Orugmatosphaeridium rubiqinosum* (Tim.) Andr., по мнению Е. Д. Шепелевой, характерные для редкинской свиты (валдайская серия) Русской плиты. По р. Серебряная из пород старопечнинской свиты выделены микрофоссилии *Leiosphaeridia* sp., *Bavinella faveolata* Scher., *Retiforma tolparica* Mich. [1]. Более расширенный список микрофоссилий приводится для отложений по р. Няр [290]. В. Г. Варгановым [14] по р. Сулем в карбонатных гальках в старопечнинских конгломератах обнаружены известковистые водоросли *Renalcis polymorphus* Masl., характерные для переходных отложений докембрия–кембрия Сибирской платформы, а по р. Сылвица в песчаниках старопечнинской свиты отмечаются следы грунтоедов, часть которых сходна с *Chondrites*. Нижний контакт свиты довольно четко определяется по смене пестроцветных керносских сланцев песчаниками полевошпат-кварцевыми, выше переслаивающимися с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность ее – 210–500 м.

Старопечнинская и перевалокская свиты объединенные ( $V_2sp+pv$ ) выделяются вдоль западного крыла Кваркушко-Каменногорского антиклинория (одноименная СФЗ) на участках, где невозможно каждую из свит показать раздельно. Отложения представлены в нижней части (старопечнинская свита) редкогалечными конгломератами, гравелитами, «табачными» алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников. В верхней части (перевалокская свита) – темно-серыми слюдястыми алевролитами и аргиллитами (с линзами черных алевритовых фосфоритов), которые сменяются в кровле мелкозернистыми песчаниками. Мощность стратона – 600–800 м.

Чернокаменная и усть-сылвицкая свиты объединенные ( $V_2\check{c}k+us$ ).

Чернокаменная свита ( $V_2\check{c}k$ ) впервые выделена Б. Д. Аблизиним в 1959 г. (как «третья и четвертая толщи ашинской свиты») на р. Сылвица в районе урочища Чёрный Камень (Язьвинско-Косьвинская подзона Кваркушко-Каменногорской СФЗ). С 1966 г. рассматривается в ранге самостоятельной свиты, представленной ритмично чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Входит в состав сылвицкой серии. Нижняя граница обнажена по р. Сылвица в 1 км к северо-западу от кордона Старопечное, где на перевалокских темно-серых алевролитах с постепенным переходом залегают чернокаменные грязно-зеленые аргиллиты. В нижней части стратона наблюдаются своеобразные горизонты с нарушенной (перемятой) слоистостью, содержащие многочисленные караваеобразные скорлуповатые включения. Представлены они теми же алевролитами и песчаниками, не отличимыми от вмещающих пород. «Каравай» (до 1 м по длинной оси, чаще 0,2–0,5 м) рассматриваются [1] как продукты подводно-оползневой деятельности, возникшие в результате оползания пропитанного водой осадка.

В модели образования осадочных бассейнов эти отложения больше всего отвечают интенсивной (провальной) стадии образования континентального рифта. Мощность чернокаменных отложений – 1100–1250 м. По р. Серебряная из пород свиты выделены микрофоссилии *Bavlinella* sp. и *Leiosphaeridia* sp. [118]. По р. Косьва (пос. Няр, Широковское водохранилище) Ю. Р. Беккер [6] в отложениях чернокаменной свиты определил медузоиды эдиакарского типа: *Tirasiana* cf. *coniformis* Palij., *T. centralis* Beck., *T. disciformis* Palij., *T. cokardas* Beck., *Nemiana simplex* Palij. Позднее находки бесскелетных метазоа были повторены по рекам Сулем, Межевая Утка, Серебрянка, Чусовая, Сылвица, Вильва и Косьва и дополнены новыми формами: *Paliella patelliformis* Fedonkin, *Medusinites asteroides* Sprigg., *M. paliji* Gur., *Beltanelloides sorichevae* Sok., *Ciclomedusa davidi* Sprigg., *C. plana* (Glaessn. et Wade), *Ediakaria flindersi* Sprigg., *Kaisalina* Fedonkin., *Protodipleurosoma rugulosum* Fedonkin., *Eoporpita medusa* Wade., *Disckinsonia costata* Sprigg. Отмечены также следы жизнедеятельности животных: *Paleopascichnus delicatus* Palij., *Neoneireites uniseriales* Zeilacher., *N. renarius* Fedonkin, *Bilinchnus* sp., *Planolites* sp. Большинство из приведенных форм аналогичны или сходны с эдиакарскими; часть их отвечает приднестровской и беломорской фауне. По р. Ослянка в 100 м выше пос. Верхняя Ослянка обнаружены *Leiosphaeridia crassa* и *L.* cf. *obsuleta*, широко распространенные в рифее–кембрии. На юго-востоке площади [310] для чернокаменной свиты характерно тонкоритмичное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников. Флишоидный характер ее строения подчеркивается наличием на подошве алевролитов и песчаников различных гиероглифов, а также градационной слоистости и признаков конседиментационных подводнооползневых процессов. Последние фиксируются присутствием горизонтов внутриформационных брекчий, состав материала которых не отличается от вмещающих пород. Общая мощность объединенных свит – 800–1250 м.

Усть-сылвицкая свита ( $V_{2us}$ ) выделена Б. Д. Аблизиним в 1959 г. в качестве «пятой толщи ашинской свиты» с разрезом по р. Чусовая в устье р. Сылвица (Язьвинско-Косьвинская подзона Кваркушско-Каменногорской СФЗ); с 1966 г. переведена в свиту с указанным названием. Ее отложения представлены [43] красновато-бурыми, сиренево-коричневыми и зеленоватыми грубослоистыми (нередко косослоистыми) мелко- и среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Песчаники часто содержат «бляшки» бордовых аргиллитов, возникшие, по всей видимости, в результате донных перемывов. Усть-сылвицкая свита имеет ограниченное распространение в пределах Старо-Уткинской структуры, слагающая ядра антиклиналей в пространстве от р. Чизма до р. Скальная. Наиболее полные разрезы известны по р. Чусовая (в приустьевой части р. Сылвица) и на водоразделе Вильвы и Вижая. Отмечается достаточно хорошее структурное соответствие выходов усть-сылвицких отложений и перекрывающих такатинских песчаников. На водоразделе Вильвы и Вижая свита прослежена по элювиальным выходам вдоль траншеи газопровода Ямбург–Елец. В отличие от стратотипического разреза, здесь отложения более грубозернистые и характеризуются повышенной мощностью. В составе свиты преобладают средне-мелкозернистые песчаники, реже встречаются алевропесчаники, раз-

нозернистые и гравийные разности псаммитов. Текстуры слабоориентированные, в основном беспорядочные. Вблизи пос. Усть-Койва в усть-сылвицких песчаниках Ю. Р. Беккер [5] обнаружил метазоа *Arumberia banksi* Glaessner et Walter. Нужно отметить, что А. А. Кухаренко [95] в этих же разрезах находил ядра *Murchissonia* cf. *demidoffi* Vern. и собрал остатки флоры *Platyphyllum magnificum* sp. nov., *Uralina rugosa* gen. et sp. nov., *Uralophyton paradoxum* gen. et sp. nov., сопоставляемые А. Н. Криштофовичем с флорой нижнего девона Бельгии и Шпицбергена. В соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 и общим структурным положением, время формирования усть-сылвицкой свиты принимается поздневендским. Литологические ее особенности (косая слоистость, знаки волновой ряби, капли дождя) характеризуют мелководные условия осадконакопления в регрессирующем морском бассейне в начале возникновения байкальский орогенных межгорных депрессий. Мощность усть-сылвицкой свиты – более 350 м.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Территория листа О-40 расположена в пределах двух крупных (надпорядковых) тектонических структур – Восточно-Европейской эпикарельской платформы (западная часть площади) и Уральской складчатой системы (восточная часть). По данным геологических наблюдений, буровых работ и сейсморазведки, в чехле Восточно-Европейской платформы, в Предуральском прогибе и на значительной части современного западного склона Урала накоплению палеозойских вещественных комплексов предшествовал длительный перерыв в осадконакоплении. Последнее начинается терригенными отложениями девона, причем в палеовпадинах (Краснокамско-Чусовская) бурением установлены ниже- и среднедевонские отложения, а в пределах выступов (Андреевский) и валов (Куединский) – отложения среднего и верхнего девона. В восточной же части Уральской складчатой области наиболее древними палеозойскими образованиями являются стратоны, возникшие на рубеже кембрия и ордовика.

## КЕМБРИЙСКАЯ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМЫ

Саранхапнерская свита ( $\text{Є}_3\text{--O}_1st$ ) выделена К. А. Львовым в 1959 г. на г. Саранхапнёр (восточный склон Приполярного Урала) как латеральный аналог тельпосской свиты. Ее образования фиксируются вдоль западного края Присалатимского блока, слагающего сорванное восточное крыло Ляпинско-Кутимского антиклинория; в вещественном плане они принадлежат к Салатимской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В формационном отношении отвечают обстановке сублиторальной зоны в морском бассейне континентального рифта [37]. Полоса распространения свиты имеет среднюю ширину около 2 км, вытянута в северо-северо-восточном направлении (занимая протяженные гряды гор Козмер и Колпачная) и выклинивается непосредственно к югу от горы Нязьва. Соотношения с нижневендской велсовской и



нижнесреднеордовикской хомасьинской свитами тектонические. Опорный разрез находится на р. Пожва. Стратон представлен слабо метаморфизованными терригенными отложениями: песчаниками (в том числе кварцитовидными), гравелитами, реже конгломератами полевошпат-кварцевого состава, серицит-кварцевыми и альбит-хлорит-серицит-кварцевыми сланцами. Встречаются прослои аповулканогенных сланцеватых пород эпидот-альбит-хлоритового состава. Все образования интенсивно дислоцированы, часто превращены в бластомилониты. Отмечается различие в характере разрезов свиты: в северной и центральной частях поля ее распространения преобладают метапесчаники и метагравелиты, в южной части, на левобережной территории меридионального течения р. Каква, ведущее значение имеют метаморфизованные конгломераты. Обломочный материал псефитов представлен кварцем, плагиоклазом, иногда гранитоидами; размер галек – до 10 см, их содержание – до 30 % объема породы. Гравелиты и псаммиты имеют сходный состав. Фация динамотермального метаморфизма – зеленосланцевая. Возрастной диапазон формирования саранхапнерской свиты принят в соответствии с Уральской серицитной легендой; мощность ее – до 1600 м.

Козинская свита (Є<sub>3</sub>-О<sub>1</sub>kz) принадлежит к Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В западной полосе своего распространения она прослеживается от широты г. Нязепетровск на юге и до г. Верхние Серги на севере, где слагает ядра и крылья мелких форм, осложняющих западное крыло Уфалейского антиклинория, а также небольшие останцы в бассейне р. Бабушка, на водоразделе рек Нязя, Большой Аюш, вблизи гор Устиг и Дароватский Камень. Представлена кварцитопесчаниками, серицит-кварцевыми и филитовидными сланцами. На разных стратиграфических уровнях в подчиненном количестве присутствуют полимиктовые гравелиты и разногалечные конгломераты. В отдельных разрезах псефиты и гравийные песчаники в составе свиты преобладают; иногда доминирующая роль принадлежит кварцитопесчаникам. Козинская свита залегает со стратиграфическим и угловым несогласием на метаморфитах куртинской и указарской свит рифея либо граничит с ними по разломам. В базальных конгломератах содержатся обломки и галька указарских пород. Перекрывается стратон со стратиграфическим несогласием малыгинской свитой среднего ордовика.

Стратотипический разрез козинской свиты располагается на правом берегу р. Козья вблизи г. Верхние Серги, в восточном крыле Серегинской антиклинали. Мощность свиты в стратотипической местности достигает 500 м. Породы имеют однообразное восточное падение и почти повсеместно содержат брахиоподы – *Tritoechia lermontovae* (Less.), *T. subkolichai* Petrov, *T. kodymi* Navl., *Idyia* sp. indet. Эти виды являются характерными для кидрясовской свиты Южного Урала, относимой к батырбайскому ярусу верхнего кембрия и тремадокскому ярусу нижнего ордовика [4]. Результаты радиологического определения возраста пород козинской свиты К-Аг методом дают цифры от 468 до 405 млн лет. Типовые отложения стратона, для которых характерны в том числе и тонкокластические породы, распространены в нижнем и среднем течении р. Козья и на склонах горы Острая. В северном направлении они продолжают по западному склону водораздела горы Гладкая до широты ст. Ильмовка. В западном-юго-западном направлении сланцевые пачки

замещаются слабобрасланцованными или массивными кварцитопесчаниками, а на востоке – грубообломочными породами («шунутская фация»).

На крайнем юге своего распространения (от бассейна р. Красная и склонов горы Дубинина до гор Старушачья, Филаретова, Устиг и далее на север – от верховьев р. Суховиялка до р. Ревдель) козинская свита сложена слабобрасланцованными или массивными, иногда слоистыми аркозовыми песчаниками или гравелитами с редкими прослоями (хлорит)-серицит-кварцевых филлитовидных сланцев общей мощностью до 300 м. На разных стратиграфических уровнях здесь появляются маломощные прослои и линзы разногалечных конгломератов. Видимая мощность пачки грубообломочных пород в районе горы Сокол оценивается в 250–300 м, в районе гор Липовая и Шунут она достигает 500 м. Максимальная мощность подразделения – 1000 м.

Судя по составу слюд, метаморфизм козинской свиты происходил при температуре 330–370 °С (условия фации зеленых сланцев). Породы ее чаще всего высококремнеземистые калиевые, низкоглиноземистые с незначительным содержанием MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O. От светло-серых метапесчаников с сербристым фенгитом (основание разреза) к зеленовато-серым метапесчаникам со светло-зеленым фенгитом (более высокие горизонты) уменьшается содержание SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO и увеличивается количество Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O, MgO. Увеличение содержания K<sub>2</sub>O связано с возрастанием количества светлых слюд и обломочного микроклина в песчаниках.

Колпаковская свита (Є<sub>3</sub>-O<sub>2</sub>k1), относящаяся к Салатимской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, по данным В. В. Парфенова [41] и И. Г. Южакова [50], может расчленяться на две подсвиты, нижняя из которых картируется самостоятельно двумя узкими полосами. Западная «полоса» фрагментами протягивается вдоль Тылайско-Промысловского надвига, охватывая вершины гор Колпаки, Кварцевая и верховья рек Тискос и Серебряная, а также наблюдается вдоль гор Верхняя Выя, Каменка, Ольховая, Герман и Красный Столб. Восточная «полоса» фиксируется вдоль Главного Уральского водораздела по вершинам гор Денисовка, Кедровка, Светлая. Стратотипический разрез свиты описан на горе Колпаки. В ее нижней части (нижняя подсвита) доминируют терригенные породы, измененные в низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации: серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, кварц-серицитовые сланцы, кварцитопесчаники; встречаются единичные маломощные прослои известняков; в низах залегает пачка с преобладанием углеродистых сланцев мощностью до 65 м. Характерный разрез подсвиты пересечен скважиной, пробуренной на левом берегу р. Тискос выше от устья р. Подпора [313]. Мощность подсвиты более – 300 м.

Верхняя часть колпаковской свиты наращивает разрез с постепенным переходом от существенно терригенных к вулканогенно-терригенным образованиям; нижняя граница подсвиты маркируется появлением первых прослоев вулканитов. Эта часть разреза занимает значительную площадь на западе листов О-40-ХII и -ХVII (отроги главного водораздельного хребта Урала). Верхняя подсвита представлена апобазальтоидными сланцами альбит-хлоритового, эпидот-актинолит-альбит-хлоритового состава (при различных соотношениях породообразующих минералов), чередующимися с апоалевритовыми и апоалевропелитовыми серицит-кварцевыми и хлорит-серицит-кварце-

выми сланцами, а также кварцитопесчаниками. Сланцы и кварцитопесчаники сходны с терригенными породами нижней подсветы.

Субвулканические образования колпаковской свиты ( $\beta\epsilon_3-O_2kl$ ) представлены дайками и силлами метадолеритов, прорывающих теригенно-сланцевые нижнепалеозойские отложения.

По химизму вулканыты относятся к низкокалийевым базальтам толеитовой серии. Состав и строение колпаковской свиты позволяют предполагать формирование ее в условиях континентально-рифтового режима. Возраст стратона до сих пор остается проблематичным: многочисленные данные изотопно-радиологических исследований дают слишком большой разброс значений, зачастую противоречащих геологическим построениям. По результатам ГДП-200 Г. А. Петров [37], В. В. Парфенов [41], И. Г. Южаков [50] отнесли колпаковскую свиту к верхнему рифею на основании находок микрофитоцитов IV комплекса, сделанных С. В. Младших в 1982 г. в разрезе р. Косьва [272], и поздневендского изотопного возраста гранитов европейского комплекса, прорывающих эти образования, хотя время становления гранитов ( $581 \pm 3$  млн лет), определенное по одному зерну циркона, едва ли можно считать достаточно обоснованным, а приводимые палеонтологические формы отвечают широкому возрастному диапазону (по кембрий включительно). Нами из метавулканитов колпаковской свиты в двух точках (гора Кварцевая и ур. Комаров Лог) отобраны и проанализированы цирконы; датировки их колеблются от 319,4 млн лет (серпуховский век) до 2493 млн лет (ранний протерозой). Возраст свиты принят в соответствии с Уральской серийной легендой. Мощность стратона – до 1500 м.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа ордовикские отложения установлены только в пределах Уральской складчатой системы, где представлены всеми отделами.

Хапхарская свита ( $O_1-hp$ ), относящаяся к Тылайско-Чувальской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, выделена на хр. Хапхар-Не-Тумп (Северный Урал) и на изученной площади имеет ограниченное распространение на правобережье р. Большая Нязьва, в долине р. Малая Нязьва и в бассейне р. Долгая (Коротков, 2002). Представлена в основном переслаиванием слабо метаморфизованных конгломератов, гравелитов, песчаников, реже встречаются серицит-кварцевые сланцы. Конгломераты валунно-галечные и гравийно-галечные; обломочный материал представлен кварцем и кварцитовидными песчаниками белого и зеленовато-серого цвета, в гравийной фракции встречаются зерна аметистовидного кварца. Окатанность хорошая, иногда гальки уплощены и ориентированы по сланцеватости. Размерный ряд обломков колеблется в широких пределах, достигая 0,7 м. Цемент представлен зеленовато-серыми метапесчаниками, в составе которых присутствуют кварц, серицит, хлорит, реже кальцит, хлоритоид, гематит, пирит, лимонит. Сходный состав имеют метапесчаники. Фация метаморфизма зеленосланцевая. По простиранию к югу от Сенных Гор хапхарская свита несколько меняет фациальный состав – исчезают валунные конгломераты, а на р. Большая Нязьва

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. Малая Нязьва в основании свиты залегают кварцевые гравелиты с таким же лимонитизированным метапесчаным цементом. Мощность хапхарской свиты – до 250 м.

Хомасьинская свита ( $O_{1-2}hm$ ) принадлежит к Салатимской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ; выделена К. А. Львовым в 1959 г. на восточном склоне Приполярного Урала (р. Хомась-Ю) как возрастной аналог хыдейской свиты. Хомасьинская свита протягивается в виде узкой (от 1–5 км до 12 км на севере листа) полосы вдоль Главного водораздела, от гор Плешивая и Большая Сопка на севере и до широты пос. Висим (лист О-40-XXIV) на юге. Контакты с подстилающими и перекрывающими комплексами пород преимущественно стратиграфические согласные. В ее строении принимают участие метаморфизованные осадочные отложения и вулканиты. Метатерригенные породы представлены сланцами хлорит-серицит-альбит-кварцевого состава с переменными соотношениями компонентов; среди них в прослоях и линзах залегают метаморфизованные кварцевые и полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты. Значительное место в разрезе свиты занимают углеродистые, реже – магнетит- и гематитсодержащие сланцы. Метаморфизованные эффузивные породы представлены зелеными сланцами по базальтам с характерной для этих пород бластопорфировой структурой. Их процент увеличивается вверх по разрезу. Карбонатные породы залегают в узкой субмеридиональной тектонической пластине в центральной части Присалатимского блока. Они представлены мраморизованными известняками с прослоями криноидных и прослеживаются с перерывами на протяжении 10 км вдоль рек Большая Сырая и Козья. Дальше по простиранию на юг они продолжают в виде узкой прерывистой гряды шириной 10–15 м на протяжении 5 км по левобережной части нижнего течения р. Козья. Область распространения пород хомасьинской свиты находится в тектонически напряженной зоне, для которой характерны удвоение разрезов, выпадение их отдельных частей. Породы интенсивно перемяты, будинированы, катаклазированы. Широко представлены гидротермально-метасоматические изменения пород: окварцевание, карбонатизация, серицитизация, эпидотизация.

Возраст стратона обоснован находками криноидей *Bystrowicrinus* ex gr. *positus* (Yelt.), *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk., *Sokolovicrinus mirus* Milicina и цистоидей *Hemicosmites* sp. в верхней части разреза свиты в типовом разрезе на р. Пальничная южнее изучаемой площади; раннеордовикский возраст предполагается для нижней части свиты [17]. Принадлежность характеризуемых образований к хомасьинской свите подтверждена находками криноидей *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk., *Dianthocephaloma* cf. *kegelensis* Yelt.(?), *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yeltyschew) (определения В. А. Наседкиной) из мраморизованных известняков, вскрытых в придорожном карьере на левобережье р. Ольва и в районе устья р. Большая Сырая. Мощность хомасьинской свиты – до 1000–1500 м.

Промысловская серия ( $O_{2-3}pr$ ), относящаяся к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, выделена В. Г. Варгановым в разрезах

рек Косьва, Усьва, Койва и некоторых их притоков [40]. Она начинается пачкой кварцевых конгломератов, гравелитов и песчаников, сменяющихся вверх по разрезу в указанной последовательности. Базальная пачка узкой полосой окаймляет западную границу палеозойских пород в районе пос. Средняя Усьва и в низовьях р. Большая Язь, где приходит в соприкосновение с осадками вильвенской и першинской свит вендского возраста. По данным С. В. Младших, базальная пачка среднего ордовика залегает на доордовикских отложениях с размывом и угловым несогласием. Однако чаще всего между ними наблюдается тектонический контакт. Подобная же пачка (мощность 50–80 м) в разрезе по р. Усьва начинается слоем (0,1–0,15 м) мелкогалечных конгломератов и гравелитов, гальки которых представлены исключительно молочно-белым и полупрозрачным кварцем. Выше следует слой разногалечных конгломератов (30 м) с гальками жильного кварца светло-серых кварцитов. Цементом являются мелкозернистые кварцитопесчаники. Завершается разрез слоем серых и светло-серых песчаников и кварцитопесчаников (30 м) с единичными прослоями (до 1 м) гравийных песчаников и гравелитов. Выше терригенной пачки следуют глинистые и известковистые сланцы, мергели, черные известняки, часто глинистые и песчанистые, доломиты. Промысловская серия обнаруживает значительную фациальную изменчивость, благодаря чему даже на близких расстояниях разрезы в той или иной мере отличаются друг от друга.

Разрез серии в районе пос. Промысла расчленен на несколько горизонтов (снизу вверх): чердынский и тыпыльский среднего ордовика, рассохинский, полуденский и сурьинский верхнего ордовика [44]. Верхняя (карбонатная) часть разреза вскрыта скважиной, пройденной на западной окраине пос. Медведка. В интервале глубин 161,7–349,5 м, ниже язвинской свиты после тектонической зоны, наблюдались сверху вниз, по данным [315]: 1 – темно-серые тонкоплитчатые известняки (14 м); 2 – серые доломиты (17,9 м); 3 – плитчатые известняки (8,5 м); 4 – доломиты (48 м). Суммарная мощность карбонатных отложений колеблется от 200 до 300 м. Участками встречаются невыдержанные линзовидные прослои кварцевых гравелитов и кварцитопесчаников, глинистых сланцев, глинистых и брекчиевидных известняков с остатками брахиопод и криноидей. Возраст промысловской серии установлен по многочисленным находкам разнообразных органических остатков из разрезов р. Полуденка, р. Койва выше устья р. Полуденка, верховьев руч. Гаревка, р. Тисок выше устья руч. Подпора и др. Среднеордовикский уровень характеризуют *Lichenaria cloudi* Bass., *Strophomena* aff. *grandis* (Sow.), *S.* ex gr. *dignata* Fen., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt., *Dianthocoeloma* cf. *kegelensis* (Yelt.) Верхнеордовикский уровень определяют *Brachiolasma primum* (Wdkd), *Catenipora* cf. *tarejaensiformis* (Zhizh.), *Conolichas eichwaldi* (Niesz.), *Dentifercrinus dividiuus* (Yelt.), *D. subdividiuus* Milicina, *Favistella alveolata* Goldf., *Rhynchotrema vai* (Nikif.).

Сланцевые комплексы в пределах Безгодовского аллохтона отнести к промысловской серии предложил С. Б. Суслов [307]. Учитывая спорный характер предлагаемых до этого вариантов, отнесение их к промысловской серии ордовика представляется наиболее приемлемым. На этом участке отложения серии в нижней части представлены пачкой переслаивающихся алев-

роглинистых, глинистых сланцев и алевролитов вишневых и зеленовато-серых, с подчиненными прослоями сланцев темно-серых углисто-глинистых, полевошпат-кварцевых песчаников и доломитов. В нижней части разреза, в 1 км южнее устья р. Малый Басег, среди углисто-глинистых сланцев, в прослоях известняков А. И. Олли (1948 г.) обнаружена *Columaria* sp. (определения Б. Б. Чернышова). Мощность промысловской серии в пределах аллохтона составляет 450–540 м, что сопоставимо с мощностями серии на востоке территории, в пределах Улсовско-Висимской синклинали. Принятая общая мощность отложений стратона колеблется в пределах 500–900 м.

Бардымская свита ( $O_{2-3br}$ ) выделена О. Ф. Нейман-Пермяковой в объеме «вулканогенно-осадочных образований, слагающих Бардымский хребет» [310] в пределах Нязепетровского изолированного района Западно-Тагильской СФЗ и имеет ограниченное распространение. Она слагает аллохтонные пластины и тектонические клинья на южном и северном берегах Нижнесергинского пруда, а также в бассейне р. Средняя и контактирует по разломам с разными горизонтами силура и девона. Сложно-чешуйчатое строение разреза свиты не позволяет определить четкую последовательность отдельных горизонтов и их истинную мощность. По данным В. А. Наседкиной и Н. Я. Анцыгина [4], бардымская свита выделяется в объеме чердынского и тыпыльского горизонтов среднего ордовика и рассохинского горизонта верхнего ордовика.

Разрез бардымской свиты разделяется на две части [310]. Нижняя часть свиты (чердынский горизонт) представлена преимущественно осадочными породами, верхняя, составляющая основной объем свиты – вулканогенными породами основного состава. Нижний контакт свиты не вскрыт и ее соотношения с подстилающими отложениями не ясны.

В составе нижней части разреза свиты преобладают глинисто-серицит-кварцевые и углеродисто-кремнистые сланцы с прослоями риолитов, а также афировых базальтов и гиалобазальтов. По сборам разных лет здесь определены брахиоподы – *Ptychogluptus* sp., *Kullervo intacta* Opik, *Leptellina* sp., *Eoplectodonta* sp., *Platystrophia lynx subattenuata* Petrov; трилобиты – *Flexicalymene acantha* Bancroft, *Fl. Cuneata* Ancigin, *Fl. cobboldi* Dean, *Conolichas periarburgi*, *Estoniops exilis* (Eichw), *E. latus* Ancigin, *E. panderi* (Schmidt), *Stenopareia avus* Holm., *Platylichas laxatus* M. Coy, *Miraspis scabridulus* Ancigin, *Calliops angulosus* Ancigin, *Atractopyge dentata* (Ermak), *A. gracilis* Nicol., *A. errans* Opik, *Broeggerolithus nicholsonia* (Reed); остракоды – *Steusloffina* sp., а также конодонты – *Ambalodus* sp., *Amorphognathus* sp., *Cordylodus spinatus* (Hadding), *Falodus robustus* Bergstrom, *Prioniodus variabilis* Bergstrom, *Prioniodus* cf. *alatus* Hadding, *Paracordylodus lindstromi* Bergstrom.

Верхняя, вулканогенная часть разреза наиболее хорошо обнажена в долинах рек Уфа и Репная, также на севере у устья р. Маниска. В ее составе преобладают базальты, в подчиненном количестве – туфы базальтов и ксенотуфы грубообломочные псаммитовые и алеврито-пелитовые; отмечаются прослои тонкослоистых глинисто-кремнистых и углеродисто-кремнистых сланцев с радиоляриями, туфоконгломератов и песчаников, реже известняков. В разрезах вулканогенных пород наблюдаются субвулканические тела базальтов и габбродолеритов мощностью 1–50 м.

Базальты афировые и порфиоровые с различным количественным соотношением вкрапленников плагиоклаза и клинопироксена, а также плагиоклазовые, клинопироксеновые и титан-авгитовые. Текстуры пород массивные, вариолитовые, миндалекаменные, встречаются лавобрекчии; отдельность плитчатая и шаровая. В участках гидротермальной проработки базальты альбитизированы, серицитизированы и содержат вкрапленность пирита и халькопирита. Породы неоднократно и неоднородно метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций, часто катаклазированы и милонитизированы.

В составе вулканитов преобладают базальты и трахибазальты умереннокремнекислые, умереннотитанистые и титанистые, умеренномагнезиальные, умеренноглиноземистые. Менее распространены базальты высокомагнезиальные с  $MgO = 11,07-11,66$  мас. %, высокотитанистые и высокоглиноземистые с  $Al_2O_3 = 17,12-19,49$  мас. %.

Мощность отложений бардымской свиты – 300–1200 м.

Выйская свита ( $O_{2-3VS}$ ) выделена Ю. Д. Смирновым в 1953 г. на р. Выя. Она занимает крайнее западное положение в распространении комплексов палеоостроводужной системы Тагильской мегазоны (Кумбинская подзона Западно-Тагильской СФЗ) [37]; слагает Ольвинский и Верхнекосьвинский блоки (соответственно к северу и к югу от Кытлымского плутона). Свита в Ольвинском блоке надвинута на хомасьинские породы по Главному Уральскому разлому; от амфиболитов белогорского комплекса их отделяет Западно-Кумбинский разлом. Верхнекосьвинский блок с востока ограничен Восточно-Салатимским разломом. Территориально свита распространена по склонам, прилегающим к нижнему течению р. Ольва; в южной части площади занимает долины рек Большая Косьва, Бобровка, Павда и близлежащие к ним увалы. Южнее (лист О-40-ХII) выйская свита картируется на вершинах и склонах гор: Лялинский Камень, Мурзинский Увал, Магдалинский Увал, Березовый Увал, а также по рекам Колодичная Ляля, Ис, Выя. Далее на юг вдоль западной части Тагильской мегазоны [44] породы свиты изучены в разрезах скважин, железнодорожных и придорожных выемках и редких скальных выходах (гора Арбатский Камень, долины рек Чусовая, Ревда), где они выделялись ранее в составе мариинской или объединенных билимбаевской и верхней части шайтанской свит.

В строении свиты принимают участие метаморфизованные вулканогенные породы основного, реже кислого состава, различные парасланцы, кварциты, черные углеродисто-серицит-кварцевые сланцы; встречаются черные углеродистые кварциты. Отмечаются прослои углеродисто-хлорит-серицит-кварцевых сланцев, в Косьвинском блоке среди сланцев – локальные прослои кварцитовидных песчаников и алевролитов. Основные метавулканиты представлены измененными базальтами, зелеными сланцами эпидот-альбит-актинолитового, эпидот-актинолит-альбит-хлоритового составов. В metabазальтах часто сохраняются миндалекаменная и бластопорфировая структуры, реликты бластофитовой; для сланцев характерны лепидогранобластовая, нематогранобластовая, катакластическая структуры. Среди парасланцев выделяются светло-серые и серые, буровато-серые и зеленовато-серые филлитовидные хлорит-серицитовые и серицитовые сланцы по аржиллитам, алевролитам и

мелкозернистым песчаникам. Кислые вулканиты представлены метадацитами [310], их туфами, аподацитовыми хлорит-серицит-альбитовыми сланцами, реже встречаются прослои и маломощные тела лейкократовых метариолитов. Наиболее крупные пачки метаморфизованных туфов кислого состава протяженностью 1–3,5 км находятся западнее пос. Мариинск. Породы интенсивно тектонизированы. Стратиграфические соотношения внутри разреза не прослеживаются.

Фация метаморфизма зеленосланцевая, с локальными проявлениями парагенезисов глаукофансланцевого метаморфизма. Гидротермально-метасоматические изменения представлены окварцеванием, эпидотизацией, карбонатным метасоматозом.

В составе вулканитов преобладают основные породы, умереннотитанистые, встречаются высоко- и низкотитанистые метабазалты. От основных к кислым породам содержание  $TiO_2$  уменьшается незначительно. Метабазалты относятся к нормальному ряду с низкой щелочностью и резким преобладанием натрия по отношению к калию, отвечают толеитовой и известково-щелочной сериям. Хотя среди метабазалтов встречаются и породы повышенной щелочности [310]. По содержанию элементов-примесей метабазалты имеют смешанные черты базальтоидов островных дуг, MORB и океанического дна, что, возможно, вызвано тектоническим «сгуживанием» пород различных формационных типов в зоне Главного Уральского глубинного разлома. Общая мощность свиты принимается условно (на основании интерпретации сейсмических разрезов) в интервале 600–4400 м, возраст – в соответствии с Уральской СЛ.

Малыгинская свита ( $O_3ml$ ) имеет ограниченное распространение в пределах Бардымской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Выделена В. Г. Вагановым из состава верхней части верхнесергинской свиты. К северу от г. Верхние Серги в пределах Билимбаевско-Черемшанской синклинали свита выделена из состава нижней части разреза билимбаевской свиты, ранее относимой М. И. Гаранем к отложениям протерозоя, а Г. А. Смирновым и П. М. Есиповым к среднему–верхнему ордовику [310].

Стратотипический разрез свиты, описанный В. Г. Варгановым, находится вблизи устья р. Малыгина, правого притока р. Серга и дополняется данными профиля картировочного бурения, расположенного в 700 м севернее устья притока. Стратон слагает узкую меридионально вытянутую синклиналиную структуру, которая прослеживается от правобережья р. Нязя и устья р. Сангра, вдоль водораздела горы Осиновая, рек Суховиялка, Ревдель и далее на север до г. Верхние Серги.

Осевая часть структуры и ее западное крыло осложнены вторичной линейной складчатостью и крутым взбросом, который разделяет выходы малыгинской свиты на западную и восточную зоны [310].

В бассейне р. Серга, в восточном крыле синклиналиной структуры, малыгинская свита залегает со стратиграфическим несогласием на отложениях козинской свиты либо граничит по разломам с указарской и козинской свитами. Базальная пачка конгломератов и песчаников залегает на размытой поверхности козинской свиты и прослеживается от бассейна р. Бардым на север вдоль западного склона горы Никуличева. Свита сложена кварцевыми кон-



гломератами и песчаниками, серицит-кварцевыми и серицит-хлорит-карбонатными сланцами, известняками и метавулканитами основного, среднего, реже кислого состава, часто превращенными в сланцы. В известняках и карбонатсодержащих сланцах встречаются членики криноидей *Trigonocyclicus vaigatchensis* Velt. et Stuk. и *Pentagonocyclicus* cf. *jevensis* Velt. В целом для свиты характерны фациальные изменения по вертикали и латерали, связанные с неравномерным распределением в составе существенно терригенных толщ вулканогенных образований и карбонатных пород. В зависимости от фациальных изменений в составе свиты можно выделить существенно карбонатно-терригенные и терригенно-вулканогенные разрезы. Среди эффузивных пород преобладают базальты и трахибазальты. Это массивные, директивные и рассланцованные породы, афировые и мелкопорфировые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые, иногда миндалекаменные. Основная масса пород имеет микролитовую и метаинтерсертальную структуру и состоит из лейст альбитизированного плагиоклаза, цеолитизированного полевого шпата, хлорита, эпидота, а также титаномагнетита, сфена и лейкоксена, количество которых достигает 5–7 %; встречаются пумпелиит и стильпноелан. Зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритовые и альбит-эпидот-актинолитовые, местами с кальцитом и тонкими линзами мраморизованных известняков, вскрыты в береговых обрывах р. Цыбиха. Текстура их сланцеватая и линзовидно-полосчатая. Структура лепидогранобластовая и нематолепидогранобластовая, иногда бластопорфировая, благодаря сохранившимся реликтам вкрапленников плагиоклаза. Типично обилие лейкоксена. Туфы трахитов и кислых вулканитов крупно- и среднеобломочные с 20–40 % обломочного материала, мелкообломочные и тонкообломочные, встречаются пепловые туфы. Преобладают туфы литокристаллокластические, среди пепловых туфов – кристаллокластические. В туфах смешанного состава пирокластический материал состоит из трахитов, трахидацитов с подчиненным количеством базальтов и трахиандезитов. Количественное соотношение пород разного состава изменяется в широких пределах.

Метаморфизм пород малыгинской свиты северной части Черемшанско-Билимбаевской синклинали и ее западного крыла можно отнести к пренит-пумпелиитовой фации, а юго-восточного крыла синклинали, прилежащего к указарской свите Уфалейского антиклинория – к зеленосланцевой фации. Большинство вулканогенных пород малыгинской свиты принадлежит к ряду повышенной щелочности, наряду с ними присутствуют породы нормальной щелочности и субщелочные. Характерно высокое содержание в вулканитах Ti и Fe, в основных и средних породах – также P. Количество TiO<sub>2</sub> достигает в трахибазальтах 5,06 мас. %, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,9–1,27 мас. %. Основные породы калиево-натриевые с заметным преобладанием Na<sub>2</sub>O. Среди основных пород в небольшом количестве присутствуют высококальциевые разновидности с содержанием K<sub>2</sub>O = 3,69–5,73 мас. %. Они рассматриваются как щелочные базальты или калишпатизированные туфы трахибазальтов, что подтверждается высоким содержанием в них TiO<sub>2</sub>. На диаграмме Zr/4 – Nb × 2 – Y основные эффузивы занимают поле внутриплитных щелочных базальтов, что отвечает континентальным рифтогенным обстановкам. Геодинамическую обстановку формирования малыгинской свиты в целом можно рассматривать как про-

грессирующий в южном направлении рифтогенез. Мощность малыгинской свиты – 100–1200 м.

Тошовская свита ( $O_3t\acute{s}$ ) выделена и описана в обнажениях и скважинах на левобережье р. Вишера, напротив о. Тошевский. На территории листа О-40 свита распространена очень незначительно, в пределах Улсовско-Висимского района. Она сложена 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*, *Rhynchotreminae*. Среди известняков в верхней части разреза закартирован прослой светло-серых мелкозернистых слабоизвестковистых кварцитопесчаников мощностью 5–10 м. Мощность тошовской свиты – до 600 м.

Нижнешемурская подсвита ( $O_3\acute{s}m_1$ ) наиболее полно представлена к западу от Западно-Княсьпинского массива (Кумбинская подзона Западно-Тагильской СФЗ), а также в области западного и юго-западного обрамления Валенторской вулкано-тектонической структуры, вмещающей Валенторское медно-цинково-колчеданное месторождение, и у южной рамки площади, между Кытлымским и Павдинским массивами [37]. Западные контакты нижнешемурской подсвиты повсеместно тектонические, как с образованиями белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса, так и с интрузивными породами тагило-кытлымского габброноритового комплекса. Наиболее представительные разрезы подсвиты на Шомпинской Сопке и горе Иов описаны Ю. С. Каретиним. Здесь наблюдается многократное чередование базальтоидов массивного, глыбового, нередко подушечного строения. В целом лавы слабо миндалекаменные, в краях подушек афировые, либо с редкими мелкими вкрапленниками сосюритизированного и эпидотизированного плагиоклаза. На исследованной территории в составе нижней части шемурской свиты резко преобладают базальты афировые, микро- и мелкопорфировые, часто миндалекаменные; в подчиненном значении вариолиты, гиалокластиты, кластолавы. Среди них нередко присутствуют в виде штоков и даек субвулканические образования – долериты, габбродолериты, дациты, риодациты, риолиты. Для базальтоидов характерен довольно однообразный минеральный состав; основными минералами являются плагиоклаз и клинопироксен, чаще всего замещенные альбитом, сосюритом, хлоритом, эпидотом, актинолитом. Характерно присутствие тонкодисперсного гематита. Структура основной массы долеритовая, микродолеритовая, спилитовая, вариолитовая, интерсерпентальная. В верхней части разреза присутствуют маломощные прослои обломочных пород существенно кислого состава с размерностью обломков от алевролитов до конгломератов. Обломки почти не окатаны и представлены альбитом, дацитами и риолитами, иногда перлитовыми и пемзовыми, андезибазальтами. Присутствуют редкие маломощные прослои кремнистых алевролитов с остатками радиолярий. В районе колчеданных рудных полей отмечаются метасоматические вторичные кварциты, связанные с процессами синвулканического кислотного выщелачивания, содержащие высокоглиноземистые минералы: корунд, андалузит, зунит, диаспор, пирофиллит, топаз, хлоритоид и др. [265]. Серицит-кварцевые метасоматиты широко развиты в пре-

делах нижней подсвиты среди кислых вулканитов. Вблизи плутонов Платиноносного пояса в породах наблюдается зональный метаморфизм – от слабой амфиболитизации (актинолитизации) до плагиоклаз-роговообманковых роговиковых амфиболитов. Породы нижнешемурской подсвиты претерпели зеленосланцевый метаморфизм, сохраняя при этом первичные структуры, текстуры и отчасти – минералы; в экзоконтакте с массивами тагило-кытлымского комплекса они подвергались контактовым изменениям с образованием амфиболитов и роговиков. Мощность нижней подсвиты достигает 1000 м.

## ОРДОВИКСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Отложения с таким «переходным» возрастом в целом по площади распространены ограниченно и представлены четырьмя стратонами, принадлежащими к разным структурно-формационным зонам Урала.

Шемурская свита ( $O_3-S_1sm$ ) выделена М. Ф. Заболотской на хр. Шемур в 1960 г. Ее образования развиты в Кумбинской подзоне Западно-Тагильской СФЗ, где слагают тектонические блоки и вулкано-тектонические структуры, представляя собой фрагменты основания палеоостроводужной системы. Латеральным аналогом шемурской свиты ранее являлась кабанская свита [11], которая в действующую Легенду Госгеолкарты-1000/3 не включена как синонимичная.

Стратон представлен пестрым литологическим комплексом пород контрастной базальт-риолитовой формации с развитием продуктов двух циклов вулканической деятельности, с характерной сменой пород основного состава кислыми разностями вулканитов. На основании этого свита расчленена на две подсвиты разного возраста, представленные лавовыми, экструзивными и субвулканическими фациями с сопровождающими их вулканогенно-обломочными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями.

Нижнешемурская подсвита датируется поздним ордовиком и охарактеризована выше. Верхнешемурская подсвита описывается ниже, в составе силурийской системы. Породы шемурской свиты характеризуются определенным различием в химическом составе, в зависимости от их принадлежности к различным структурам. Общим для всех является соответствие вулканитов контрастно-дифференцированной формации, об этом говорит их четко выраженная бимодальность. Породы свиты относятся к подотряду нормальных щелочных пород и отвечают островодужной серии. Возраст подразделения обоснован находками конодонтов. В прослоях яшмоидов среди базальтов нижнешемурской подсвиты на хр. Шемур обнаружены [310]: *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellisson), *Paltodus* cf. *migratus* Rexrood, *P.* aff. *migratus* Rexrood (определения В. А. Наседкиной). В комплексе конодонтов присутствует зональный вид *Periodon grandis*, соответствующий позднему ашгиллу, что позволяет уверенно датировать образования нижнешемурской подсвиты поздним ордовиком. В прослоях кремней среди вулканитов верхнешемурской подсвиты найдены конодонты: *Neoprioniodus*(?) *brevirameus* Walliser, *Scolopodus*(?) sp. indet., *Acodus*(?) cf. *curvatus* Branson et Branson, *A. unicastatus* Bran-

son et Mehl., *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Branson et Branson, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood, *Oistodus*(?) sp., *Belodina* cf. *compressa* (Branson et Mehl.), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Walliser (определения В. А. Наседкиной, УГСЭ, Екатеринбург). В приведенном комплексе имеются два зональных вида – *Distomodus kentuckyensis* раннего лландовери и *Pterospathodus amorphognathoides* позднего лландоверираннего венлока. В карбонатном прослое обнаружены остатки брахиопод и члеников криноидей: *Strophomena* sp., *Pentamerus* sp., *Spiriferidae* gen. et sp. indet, *Atrypidae* gen. et sp. indet, *Crotalocrinites*(?) *borealis* Yelt?, *Pentagonocyclicus* sp., *Fascicrinus*(?) sp. indet.. Временной диапазон формирования образований шемурской свиты соответствует позднему ордовики–раннему силуру. Мощность стратона – 1000–2000 м.

*Шемурские субвулканические образования* распространены в Западно-Тагильской СФЗ, прорывают образования шемурской и выйской свит, являются комагматами первой. В данном масштабе картируются штоки долеритов с переходами к порфировым базальтам ( $\beta\text{O}_3\text{-S}_1\dot{s}m$ ), а также купола риолитов и риодацитов ( $\lambda\text{O}_3\text{-S}_1\dot{s}m$ ); встречаются также ассоциирующие с ними дациты. Отмечается некоторая последовательность внедрения тел: кислые субвулканические интрузии в более ранние базальтоиды. Ширина штоков до многих сотен метров, протяженность – до 2,5 км, ориентированы они преимущественно в меридиональном, северо-восточном и северо-западном направлениях с крутым падением. Наблюдаемые контакты резкие, секущие, в приконтактовых зонах отмечены ксенолиты вмещающих пород. Структура офитовая, долеритовая, гранобластовая, пойкилобластовая, фиброгранобластовая. Породы состоят из альбита (40–60%), уралитизированного авгита (10–30%), эпидота, хлорита, лейкоксена, иногда серицита, карбоната, кварца; рудные – титаномагнетит, пирит, магнетит; акцессорные – апатит. Риолиты, риодациты и дациты слагают изометричные тела и «штоковые дайки» сложной формы среди лав основного состава. По минеральному составу и петрохимическим характеристикам сходны с соответствующими разновидностями пород лавовых фаций, отличаясь от них лишь большей степенью раскристаллизации. Породы массивной текстуры светло-зеленоватые, розоватые. Структуры – гипидиоморфнозернистая, сериальнопорфировая, пойкилитовая, иногда гранофировая, содержание вкрапленников – до 30–40%. Вкрапленники представлены кварцем и альбитом размерами от десятых долей мм до 1 см. В составе основной массы присутствуют: кварц (30–50%), альбит (30–50%), хлорит (10–40%), серицит (1–5%), эпидот (1–5%), актинолит, лейкоксен, сфен; рудные – пирит, титаномагнетит, магнетит, гематит. Гидротермально-метасоматические процессы проявлены в виде окварцевания, серицитизации, рассеянной вкрапленности пирита. Геохимические параметры субвулканических образований аналогичны таковым для лавовых и экструзивных образований шемурской свиты. Вместе с последней они образуют одноименный базальт-риолитовый вулканический комплекс.

Красноуральская свита ( $\text{O}_3\text{-S}_1kr$ ) слагает небольшой участок у восточной рамки листа О-40-VI (Восточно-Тагильская СФЗ). На смежной с востока территории представлена вулканическими, чаще всего основного состава; присутствуют также андезиты, андезидациты, дациты, риодациты, их туфы,

тефроиды, туффиты, прослой туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников. Широким развитием пользуются шаровые и подушечные лавы, межподушечное пространство которых нередко заполнено яшмоидами, реже карбонатами. В пределах рассматриваемой площади распространены в основном базальты и андезибазальты. Структура пород долеритовая, спилитовая, гиалопилитовая, вариолитовая и интерсертальная. Впервые позднеордовикско-раннесилурийским временем стратон датирован на основании находок конодонтов в пределах листа O-41-VII [255]. Здесь в прослоях кремнистых алевролитов и яшмоидов на левобережье р. Лата, вблизи пересечения ее с газопроводом обнаружены *Oistodus* aff. *breviconus* Br. et Mehl, *Ozarcodina* aff. *honoverensis* Nicoll et Rexroad, *Paltodus* aff. *fragolis* Br. et Mehl и др., а на правом берегу р. Ляля у «Каменной Плотины» – *Oistodus* cf. *venustus* Stauffer, *Paltodus* aff. *debolii* Rexroad, *Sinprinirodina* aff. *excavata excavata* (Br. et Mehl). Мощность свиты – до 2500 м.

Доломитовая и сланцевая толщи объединенные ( $O_3-S_2d+s$ ), относящиеся к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, развиты в центральной и восточной частях Улсовско-Висимской синклинали. Нижняя граница доломитовой толщи [36] проводится по исчезновению известняков (сурьинский горизонт) верхнего ордовика; верхняя граница – по появлению песчаников и сланцев сланцевой толщи, соответствующей венлокскому ярусу нижнего силура. Разрезы 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 доломиты содержат примесь алевритовых и песчаных зерен кварца. Текстура доломитов массивная, толсто- и грубослоистая. Известняки темно-серые водорослево-строматопоровые, органические, 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. По данным ГДП-50 [40], в истоках р. Койва, в основании разреза доломитовой толщи и на доломитах среднего ордовика залегает не выдержанный по мощности прослой белых, желтоватых, существенно кварцевых гравелитов, песчаников и кварцитопесчаников. Выше них залегают темно-серые доломиты с прослоями серых глинистых сланцев и известняков с фауной брахиопод *Bentifrocrinus* cf. *uralica* Nassedkina, криноидей *Dentifrocrinus* cf. *subdividuus* Milicina. Нижняя граница пачки, отвечающей лландоверийскому ярусу, наблюдавшаяся южнее устья р. Сурья, стратиграфически согласная и проводится там, где доломитизированные известняки верхнего ордовика сменяются массивными доломитами лландоверии. Возраст отложений устанавливается по формам *Stricklandia lens* (Sow.), *Virgiana* cf. *barrandei* (Bill.), *Catenipora* sp., *Pentamerus oblongue* Sow., *Encrinurus* sp. (сборы С. В. Младших, определения Е. И. Мягковой и А. Н. Ходалевица).

Сланцевая толща соответствует венлокскому ярусу и занимает такое же структурное положение, как и доломитовая толща, обычно окаймляя с востока площади распространения последней. Толща откартирована в восточной части Улсовско-Висимской синклинали. Наиболее полные ее разрезы обнажаются по р. Косьва напротив устья р. Берёзовка, на левобережье р. Тыпыл и на правобережье р. Кырья. В основании сланцевой толщи почти повсеместно залегает пачка мелкозернистых кварцитовидных песчаников желтовато-серого, темно- и светло-серого цвета, 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 цвета, содержащая прослои темно-серых углисто-глинисто-кварцевых сланцев, известковистых сланцев, буровато-серых тонкозернистых известняков, серых мелкозернистых доломитов; отмечаются прослои желтовато-светло-серых, серовато-светло-коричневых мелкозернистых песчаников. Мощность сланцевой пачки – от 74 до 230 м и, возможно, более. На глинистых сланцах залегает пачка серых и темно-серых (до черных), буровато-серых, серовато-зеленовато-коричневых слабоглинистых и глинистых известняков с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев. Выше этой пачки выделяется пласт темно-серых углисто-глинисто-кварцевых сланцев. Мощность известняково-сланцевой пачки – от 80 до 240 м. Завершает разрез сланцевой толщи пачка светло-серых мелкозернистых кварцитовидных песчаников переменной мощности (от 25 до 60 м). В. Г. Варгановым и др. на правом берегу р. Косьва в районе устья р. Берёзовка 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 надежных определенных фауны. Мощность сланцевой толщи – 150–300 м. Общая мощность доломитовой и сланцевой толщ – 280–750 м.

Ургалинская свита ( $O_3-S_2ur$ ) выделена Г. А. Смирновым в 1963 г.; она картируется в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ к югу от территории листа О-40-XXXVI, на р. Ургала. В составе свиты преобладают [310] кремнистые и обломочные породы – кремнистые брекчии, конглобрекчии, гравелиты и песчаники, фтаниты, черные углеродистые, кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы. Подразделение участвует в строении отдельных тектонических пластин в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ и в пределах Нязепетровского изолированного района Западно-Тагильской СФЗ. К западу от г. Нязепетровск наблюдаются три чешуи выходов свиты, имеющих меридиональное простирание, южным ограничением этих чешуй является Уфимский сдвиг северо-западного простирания; на севере выходы этих отложений достигают бассейна р. Маниска и слагают восточные отроги Бардымского хребта (бассейн рек Табуска, Рассыпная, Кабаниха, отроги горы Берёзовая). Отдельный выход этих отложений фиксируется в пределах тектонического блока на правобережье р. Маниска в ее ниж-

нем течении. Ургалинская свита, слагающая тектонические пластины, контактирует по разломам с вулканогенно-осадочными образованиями ордовика (козинская, малыгинская свиты, кремнисто-глинисто-базальтовая толща), а также с терригенно-кремнистыми породами верхнего силура и девона (плоскокаменная и заставкинская свиты). В связи с чем соотношения с подстилающими образованиями не установлены, в пределах тектонических пластин наблюдаются фрагменты разных частей разреза свиты. Наиболее полное представление о ее составе можно получить на площади Ревдельской пластины. Отложения ургалинской свиты здесь слагают систему меридионально вытянутых линейных складок, осложненных серией разрывных нарушений, совпадающих с простираемостью структур. В западной, краевой части пластины в составе свиты преобладают углеродисто-кремнистые сланцы, голубовато-серые алевролиты и мергели с плитчатой отдельностью в ассоциации с обломочными породами – кремнистыми брекчиями, конглобрекчиями, кремнистыми конгломератами и гравелитами. В подчиненном количестве в разрезе находятся прослои черных и светло-серых фтанитов. В описываемых отложениях западного края Ревдельской пластины на правом берегу р. Бардым В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым в 450 м ниже устья р. Яшин Лог собраны конодонты *Acodus unicastatus* Branson et Branson, *Panderodus unicastatus* Branson et Mehl., *Paltodus* aff. *migratus* Rexroad, *Oistodus* sp., *Neoprionidus*(?) cf. *brevirameus* Walliser, *Sagittodontus* sp., по заключению В. А. Наседкиной – лландоверийского возраста. Кроме того, в кремнисто-глинистых сланцах правого берега р. Бардым ниже устья р. Филин В. П. Шуйским найдены венлокские граптолиты: *Raraplectograptus eiseli* (Магк.), *Plectograptus* ex gr. (Törnquist), *Monograptus* cf. *testis* Barr., *Pristiograptus* sp. indet (определения Т. Н. Корень). Значительные складчатые деформации в области распространения отложений ургалинской свиты, наличие разрывных нарушений и отсутствие единого полного разреза не позволяет определить достаточно точно ее мощность. В соответствии с Уральской СЛ она принята равной 1000–2000 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Подразделения силура распространены только в пределах Уральской складчатой системы. В ее западной части (Полуодовско-Чусовской и Улсовско-Висимский районы) они представлены терригенно-карбонатными образованиями, имеющими небольшую площадную локализацию. Более значительное распространение силур имеет в Тагильской структурно-формационной мегазоне. Систему представляют все четыре ее отдела: лландоверийский, венлокский, лудловский и пржидольский.

Верхнешумурская подсвита ( $S_1m_2$ ) согласно залегает на нижнешумурской подсвите и также характеризуется различным соотношением вулканитов основного и кислого состава в разных районах. В северной части площади листа О-40 преобладают кислые породы, в центральной – базальты. Вне зависимости от преобладающего состава сохраняется общая последова-

тельность: нижняя часть разреза складывается преимущественно базальтами, верхняя – в основном кислыми и умереннокислыми вулканитами.

Вулканиты нередко получают развитие в крупных вулcano-тектонических депрессиях с концентрическим или кольцевым планом строения и являются рудовмещающими для медно-цинково-колчеданного оруденения. Такое строение подтверждается геофизическими данными – в магнитных и гравитационных полях прослеживаются элементы кольцевых форм: Валенторской, Галкинской и Кушвинской.

Наибольшим распространением и разнообразием верхнешемурская подсвита отличается в пределах Валенторской вулcano-тектонической структуры (лист О-40-VI). Образования подсвиты представлены дацитами, риодацитами, риолитами средне- и крупнопорфировыми, их туфами. Среди них распространены лавокластиты, гиалокластиты, иногда прослои туфобрекчий, туфоконгломератов, туфоалевролитов, отдельные потоки базальтов. Присутствуют прослои кремнистых пород, алевролитов и яшмоидов небольшой мощности, обычно окрашенных в красные, бурые, желтовато-зеленые тона. Данные породы, как правило, не содержат органики, лишь в отдельных случаях отмечается присутствие остатков граптолитов, брахиопод и криноидей.

Вулканиты верхнешемурской подсвиты афировые или порфировые, весьма неравномерно раскристаллизованные породы от стекловатых до полнокристаллических, флюидаальной, перлитовой, миндалекаменной, пемзовидной текстуры. В порфировых выделениях – плагиоклаз, реже кварц и роговая обманка (до 15 %); размер вкрапленников – до 2 мм. Основная масса состоит из альбита, хлорита, серицита, реже гематита, карбоната. Микроструктуры – фельзитовая, фельзит-микролитовая, микропойкилитовая, трахитоидная, сферолитовая. В пределах верхней подсвиты широко проявлены вторичные процессы, которые выражаются в интенсивном окварцевании, серицитизации, хлоритизации, и карбонатизации, с образованием пропилитизированных пород, вторичных кварцитов; серицит-кварцевых, хлорит-кварцевых, эпидот-кварцевых метасоматитов, появлением сульфидной минерализации. С ними связано медно-цинково-колчеданное оруденение.

В карбонатном прослое в рудном поле Валенторского месторождения обнаружены остатки брахиопод и члеников криноидей: *Strophomena* sp., *Pentamerus* sp., *Spiriferidae* gen. et sp. indet., *Atrypidae* gen. et sp. indet., *Crotalocrinites(?) borealis* Yelt?, *Pentagonocyclicus* sp., *Fascicrinus(?)* sp. indet. [130]. По заключению В. А. Наседкиной (Уральский геологический музей), найденные брахиоподы и криноидеи относятся к нижнему силуру, вероятно, семейному и павдинскому горизонтам. В осадках из рудной выклинки сульфидного холма Валенторского медно-цинково-колчеданного месторождения обнаружены радиолярии, представленные в основном средними и крупными сферами. В них определены: *Haplotaeniatum* sp., *H. cf. tegimentum* Nazarov, *Syntagentactinia* sp., *Haplentactinia* sp. Радиолярии принадлежат к биостратиграфической ассоциации зоны *Haplotaeniatum tegimentum* – нижний силур, лландовери–венлок (заключение Э. О. Амон, ИГиГ УрО РАН). Приведенные списки органических остатков свидетельствуют о раннесилурийском возрасте верхнешемурской подсвиты. Мощность – 700–1000 м.



Малоуказарская толща ( $S_{1-2mi}$ ) ранее Е. А. Успенской [310] картировалась в качестве «малоуказарского комплекса андезит-базальтового состава», выделенного впервые Н. А. Румянцевой (1980 г.) в верхней части разреза вулканогенно-осадочных образований Нязепетровского района. Эти отложения рассматриваются некоторыми авторами в составе бардымской свиты или нязепетровского комплекса либо под названием «бойцовской свиты». Подразделение по объему отвечает «порфирито-туфовой толще», относимой Г. Ф. Селиверстовым и др. к верхней части бардымской свиты.

Малоуказарская толща, по серийной легенде, относится к Нязепетровскому изолированному району, где она слагает центральную часть одноименной синклинали и протягивается от долины р. Уфа на юге вдоль р. Нязя до устья р. Маниска, образуя полосу меридионального простирания шириной от 6 до 8 км. Небольшие ее выходы наблюдаются в тектонических блоках западнее г. Нязепетровск. Наиболее хорошо толща обнажена в долинах рек Малый Указар, Нязя, Харламова, Каменка, Потанина и Уфа. Кроме того, породы малоуказарской толщи вскрыты многочисленными скважинами картировочного бурения. Отличительной особенностью состава описываемых образований является преобладание в разрезе обломочных вулканогенных пород – переслаивающихся между собой различных по составу, размеру и степени окатанности обломков туфов базальтового и андезитового состава, ксенотуфов, слоистых пелитовых туффитов и маломощных покровов пироксен-плагиоклазовых, пироксен-рогообманковых базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, реже дацитов с резко выраженной порфировой структурой. Все перечисленные разности покровных фаций встречаются в обломках туфов основного и среднего состава. Кроме того в них встречаются обломки известняков и кремнисто-глинистых радиоляриевых сланцев.

В туфогенной части разреза малоуказарской толщи преобладают псаммитовые и гравийные туфы плагиоклазовых и плагиоклаз-пироксенитовых базальтов, мощность отдельных пачек которых в разрезе колеблется от 60–80 до 600 м. Псаммитовые туфы залегают в основании средней части разреза толщи, реже встречаются в ее верхних горизонтах. В подчиненном количестве среди псаммитовых и гравийных туфов основного состава отмечаются горизонты псаммитовых ксенотуфов (от 50 до 100 м) с обломками плагиоклазовых базальтов и андезитов, а также трахибазальтов, трахиандезибазальтов, эффузивов кислого состава и известняков. Ксенотуфы псаммитового состава часто сближены в разрезе с ритмичнослоистыми (с колебанием мощности слоев от долей мм до 5–10 см) туффитами и алевролитами и пелитовыми туфами, которые слагают хорошо выраженные маркирующие горизонты, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях. Наиболее хорошо эти горизонты выражены на правом обрывистом берегу р. Уфа, в долине рек Харламова и Каменка. В слоистых ксенотуфах и туфах в виде обломков различной величины присутствуют известняки. В известняках отмечены находки неопределимых перекристаллизованных криноидей и кораллов. Меньшим распространением пользуются агломератовые и лапиллевые туфы плагиоклазовых базальтов и агломератовые ксенотуфы с обломками базальтов, туффитов и известняков; имеются единичные выходы спекшихся туфов типа игнимбритов (у устья р. Маниска), пепловые туфы с обломками пород кислого

состава (юго-западнее г. Нязепетровск). Грубообломочные агломератовые туфы наибольшее площадное развитие имеют в верхах разреза толщи центральной части Нязепетровской синклинали и пространственно приурочены к склонам кольцевых структур (в приустьевой части р. Каменка), отвечающих жерловым частям вулканов центрального типа. Жерловая фация сложена кластолавами и конглобрекчиями, состоящими из обломков пироксеновых миндалекаменных базальтов, плагиоклаз-пироксеновых базальтов, афировых базальтов, цементированных слабораскristализованной пузыристой лавой основного состава. В составе мощной обломочной туфовой пачки малоуказарской толщи эффузивная фация базальтов, трахибазальтов, андезитов и, редко, дацитов имеет подчиненное значение и в виде маломощных покровов, силлов и субвулканических тел (5–30 м) встречается в средней и верхней частях разреза.

По соотношению плагиоклаза и пироксена выделяются плагиоклаз-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые разновидности. Породы массивные и флюидальные, часто миндалекаменные. Основная масса пород состоит из альбитизированного плагиоклаза, клинопироксена, изредка встречается калиевый полевой шпат. Вулканическое стекло разложено и замещено хлоритом, пренитом, иногда актинолитом и эпидотом. Структура основной массы апоинтерсертальная и апогиалопилитовая. Акцессорные минералы – апатит, лейкоксенизированный ильменит и титаномagnetит, пирит, халькопирит. Миндалины выполнены хлоритом, халцедоном, кальцитом, реже хлоритом и пумпеллиитом. В зонах дробления и катаклаза развиты кварц, хлорит, кальцит, пренит, сульфиды.

Вулканогенные породы малоуказарской толщи образуют нерезко выраженную контрастную ассоциацию. В эффузивной, жерловой и пирокластической фациях преобладают базальты и андезибазальты нормальной и повышенной щелочности с интервалом содержаний  $\text{SiO}_2 = 48,47\text{--}55,6$  мас. %. Среди субвулканических образований более распространены андезидациты, дациты и риодациты с содержанием  $\text{SiO}_2 = 63,4\text{--}70,16$  мас. %. Базальты и андезибазальты умеренно- и низкотитанистые, причем вторые преобладают. Отчетливо обособлены высокомагнезиальная, низкотитанистая, умеренноглиноземистая базальтовая, низкомагнезиальная, высокоглиноземистая трахибазальт-трахиандезибазальтовая серии. В первой базальты имеют высокие содержания:  $\text{MgO} = 10,33\text{--}13,3$  мас. % и низкие  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11,81\text{--}14,85$  мас. %, во второй трахибазальты содержат  $\text{MgO} = 4,08\text{--}5,03$  мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 18,42\text{--}22,31$  мас. %. По соотношению щелочей базальты и андезибазальты калиево-натриевые умереннокалиевые, встречаются калиевые базальты с  $\text{K}_2\text{O} = 1,55\text{--}1,73$  мас. %. По сумме щелочей две трети проанализированных пород соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам. Преобладают двупироксен-оливин-нормативные базальты, отмечены нефелин-нормативные и кварц-гиперстен-нормативные разновидности. В целом вулканы малоуказарской толщи принадлежат к известково-щелочному ряду, величина щелочно-известкового индекса Пикока составляет 58,2.

Малоуказарская толща в Нязепетровском районе образует единый непрерывный разрез с подстилающими образованиями бардымской свиты и, в со-

ответствии с Уральской серийной легендой, относится к нижнему ландовери-венлоку. Мощность стратона – до 300 м.

Павдинская свита ( $S_{1-2}pv$ ) относится к Кумбинской подзоне Западно-Тагильской СФЗ; выделена Н. А. Штрейсом в 1951 г. в пределах бывшей Павдинской лесной дачи (лист О-40-ХІІ) в качестве павдинского горизонта [37]. В состав его включались туфогенные песчаники, глинистые сланцы, туфы пироксенофировых андезибазальтов с прослоями глинистых известняков, в верхах разреза – долериты. В 1958 г. Т. В. Дианова в восточной части Павдинского района выделила андезитовую свиту, сопоставляя ее с павдинской. Ю. С. Каретин выделял эти образования в качестве андезитового литостратиграфического комплекса верхнего лландовери–нижнего венлока, в составе которого отмечал две петрографические ассоциации: 1 – известковистую андезибазальтовую слабо дифференцированную; 2 – калиево-натриевую непрерывную, представленную андезидацитовым и непрерывным андезит-базальт-дацит-риолитовым типом разреза.

Стратон распространен в виде полосы, находящейся восточнее шемурской свиты, а также в крупных блоках на северо-востоке листа О-40-ХVІІІ [44]. Свита слагает Князевскую, Хлыновскую, Семёновскую вулканотектонические структуры, отражающиеся в физических полях. Севернее (лист О-40-ХІІ, [41]) павдинская свита – это наиболее широко развитый в районе вулканогенный комплекс, картируемый в виде двух субпараллельных разбросанных полос: западной (северо-восточного простирания) и восточной (северо-западного простирания), смыкающихся на широте пос. Старая Ляля. Небольшой фрагмент разреза вскрыт гидравлическим карьером на р. Ис у пос. Глубокая в тектоническом блоке.

Свита имеет разнообразный состав и относится к непрерывно-дифференцированной базальт-андези-дацитовый формации. Фации пород также разнообразны – лавовые, вулканокластические (эффузивно-обломочные, эксплозивно-обломочные), вулканогенно-осадочные. Характерно переслаивание пород, частая их смена в разрезе и неравномерное распределение. К нижней части разреза приурочены эффузивные породы и их вулканокластические фации. Общая их мощность (по данным нескольких скважин) – 850–1050 м, залегание пологое (15–25° на север).

Состав вулканитов и фациальный характер отложений в разных районах различаются весьма значительно и описаны ранее как Восточно-Кабанский и Западно-Красноуральский типы разрезов [44] или западная и восточная полосы [41]. Особенностью Восточно-Кабанского типа разреза является то, что он на 95 % сложен обломочными породами вулканогенно-осадочных, осадочно-пирокластических и пирокластических фаций с подчиненными прослоями осадочных и эффузивных. Остальные 5 % приходятся на долю субвулканических и жильных образований. Последние представлены долеритами, пироксен-плаггиофировыми андезибазальтами, кварцсодержащими габбродолеритами, кварцевыми долеритами. Обломочный материал разнообразен по химическому составу, структурно-текстурным особенностям, характеру обработки и сортировки. Вместе с тем имеются закономерности распространения состава пород и фаций. С запада на восток (снизу вверх по разрезу) выделяются: *флишиодная толща*, представленная кремнистыми алевролитами с

радиоляриями и конодонтами, углисто-кремнистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников и туффитов; и *грубообломочная толща*, представленная туфоконгломератами и гравелитами с обломками дацитов и риодацитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами. В составе этих толщ наряду с туфами и туффитами андезит-базальтового состава присутствует пирокластическая андезидацитов и дацитов в сочетании с более тонкими продуктами их совместного перемыва, что отличает их от выше-лежащих образований именновской свиты.

Контакт описываемого стратона с шемурской свитой несогласный, это подтверждается залеганием павдинских вулканитов на различных ее частях. Верхняя граница павдинской свиты нормальная, местами осложненная мелкими разрывными нарушениями. Карбонатные фации павдинской и вышележащей именновской свит (известняки павдинского и елкинского горизонтов, соответственно) последовательно, без перерывов сменяют друг друга в биогермных массивах – Исовском и у ур. Восьмиверстное. Плавный, без резкой смены литологии, контакт этих свит в вулканогенных фациях наблюдался в скв. СГ-4. Участками породы уже в верхней части именновской свиты (гороблагодатской подсвиты) залегают на павдинских образованиях с глубоким размывом и базальными конгломератами в основании. В таких псефитах (обнажения на р. Большая Нясьма восточнее ур. Сахалин) присутствуют обломки известняков с фауной позднего лландовери–раннего венлока. Таким образом, возрастной диапазон формирования павдинской свиты принимается в границах от среднего лландовери по ранний венлок. С вулканитами кислого состава связываются серицит-кварцевые метасоматиты и вторичные кварциты. По строению разреза, набору петрографических разностей и петрохимическому составу подразделение отвечает непрерывной дифференцированной базальт-андези-дацитовой формации и принадлежат к известково-щелочной серии нормального и низкощелочного ряда. Стратон является частью павдинского базальт-андези-дацитового вулканического комплекса.

Геохимические особенности павдинской свиты достаточно определенные и являются следствием непрерывного характера дифференциации. Преобладают низкокальциевые (хотя присутствуют и среднекальциевые) андезиты и андезибазальты. Последние наиболее широко распространены в восточной части картируемой площади, там же отмечаются бониниты. На дискриминационных диаграммах точки составов располагаются в полях островодужных вулканитов известково-щелочного и телеитового ряда.

Возраст павдинской свиты определяется находками конодонтов *Distomodus* aff. *kentuckyensis* Br. et Br., *Exochognathus* sp., *Panderodus* sp., *Icriodella* aff. *inconstans* Aldridge, *Pterospathodus* sp., *Carniodus* sp., соответствующих конодонтовой зоне *Amorphognathoides* (поздний лландовери, телих). В керне скв. СГ-4 (интервал 3520–3885 м) обнаружены конодонты *Ozarkodina* aff. *polinclinata* (Nicoll et Rexrood), *O.* aff. *sagitta rhenana* (Walliser), *Acodus* cf. *unicostatus* Br. et Br., *Carniodus* cf. *carintiacus* Walliser, *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et Mehl), *Astropentagnathus* aff. *irregularis* Mostler, *Pterospathodus* cf. *amorphognathoides* Walliser, *P.* aff. *celloni* (Walliser), *Panderodus unicostatus* (Br. et Mehl) и богатый комплекс хитиной фауны лландовери и раннего венлока. В нижней части разреза присутствуют конодонты *Walliserodus sancticlairi*

Cooper, *Pseudobelodina vulgaris vulgaris* Sweet, характерные для аэронского яруса. Таким образом, возраст павдинской свиты (лландовери–ранний венлок) можно считать достаточно обоснованным. Мощность свиты колеблется в пределах 1000–2500 м.

Павдинские субвулканические и экструзивные образования ( $\alpha\beta S_{1-2pv}$ ) представлены штоками и дайками андезибазальтов, имеющими взаимопереходы с базальтами, а также куполами дацитов ( $\zeta S_{1pv}$ ), распространенными среди стратифицируемых вулканитов павдинской и шемурской свит в западной части Тагильского синклинория. Как и одноименная свита, они также являются составной частью вулканического комплекса. Умереннокислые и кислые субвулканические породы по минеральному составу, а зачастую и структуре почти идентичны соответствующим эффузивам, отличаясь лишь более высокой степенью раскристаллизации, и иногда с трудом выделяются в сложных экструзивно-субвулканических телах. Субвулканические андезибазальты и базальты практически не отличимы от эффузивных аналогов. Что касается даек, то небольшие (первые метры) размеры, не всегда устанавливаемая форма и элементы их залегания не позволяют выделить эти тела на геологической карте. Породы, не излившиеся на поверхность, отчетливо порфиоровые, с количеством вкрапленников плагиоклаза 15–25 % (реже до 30 и даже 50 %) и размером до 3 мм. Порфиоровые выделения обычно широкотаблитчатые, местами зональные, с сохранившимися реликтами лабрадора № 53–58 в центральных частях и альбит-олигоклаза в краевых зонах. В подавляющем большинстве плагиоклаз деанортизирован до альбита. Вкрапленники пироксена составляют 2–6 %, размер их – до 2 мм, они замещены уралитом, карбонатом и хлоритом. Основная ткань субвулканических андезибазальтов и базальтов микродолеритовая; редко сохраняются таблички лабрадора до 0,2 мм, в основном же это уже агрегаты альбита, эпидота, цоизита, хлорита, актинолита и карбоната. Акцессорные – сфен, апатит, титаномагнетит. Сумма щелочей – от 3,4 до 4,3 %, содержание окиси калия – 0,3–0,6 % (редко до 1–1,6 %), окиси кальция – от 6,9 до 9,5 %.

Колчимская свита ( $S_{1-2kl}$ ) выделена Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой на р. Большой Колчим (Северный Урал) в 1949 г.; распространена в Улсовско-Висимском и (отчасти) в Полудовско-Чусовском районах Бельско-Елецкой СФЗ. Наиболее полный разрез (лист О-40-V) [36] наблюдается на правом берегу р. Молмыс, где она представлена преимущественно карбонатными породами. Это темно-серые, желтовато-серые средне- и мелкозернистые однородные, реже слоистые доломиты с подчиненными прослоями доломитизированных известняков; мощность их – 100 м. В основании разреза залегает базальная пачка, сложенная светло-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов. Песчаники отличаются от подстилающих их вендских псаммитов мономинеральным составом. Мощность колчимской свиты на реках Молмыс и Безадыя составляет около 120 м. Южнее, на площади листа О-40-XVII [43], известны несколько мелких выходов по р. Вильва и тектонические линзы по восточному контакту Безгодовско-Пашийской синклинали; стратиграфические соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями неясны, наблюдавшиеся границы тектонические. Максимальная мощность известняков и доломитов здесь – 158 м, но подошва и кровля

совокупного разреза не установлены. В. И. Агашковым (1954 г.) по р. Вильва вскрыта скважинами толща доломитизированных известняков мощностью более 50 м, перекрывающая верхнерифейские вулканиты; зафиксированная мощность колчимских отложений там не превышает 100 м. Перекрывающие такатинские образования имеют с ними тектонические контакты. По рекам Вильва и Большая Порожная в тонких прослоях брахиоподовых ракушечников Н. Я. Анцыгиным (1988 г.) собраны *Proconchidium* ex gr. *münsteri* (St. Joseph), *Pentamerus* sp. indet, *Clorinda* sp. indet (ex gr. *undata* Sow.), *Virgianella* sp. (*V. vaigatschensis* Nik), *Meifodia* cf. *recta* Nik. (определения И. А. Брейвель); встречены фрагменты стеблей криноидей *Dentiferoocrinus* ex gr. *dentiferus* (Yelt.), (определения В. С. Милициной) и единичные мелкие ругозы *Helicelasma*(?) sp. (определения М. В. Шурыгиной). Данный комплекс фаунистических остатков позволяет датировать породы самыми верхами ордовика-нижним лландовери. По р. Большая Порожная в доломитах собраны криноидеи *Dentiferoocrinus* cf. *dauritschensis* Schew. и крупные *Pentamerus oblongus* Sow., характерные для верхов среднего и верхнего лландовери. Ранее С. В. Младших датировал эту толщу лудловом.

В пределах Улсовско-Висимского района отложения колчимской свиты распространены хотя и более широко, но чаще всего они выполняют днища депрессионных зон и перекрыты мощным чехлом разновозрастных рыхлых отложений. В отдельных коренных выходах, днищах добычных карьеров и по результатам буровых работ породы свиты прослежены от р. Усьва на севере и до рек Серебряная и Кокуй на юге. Здесь отложения колчимской свиты обладают исключительным однообразием и постоянством своего строения, состава и облика [40]. В основании залегают массивные темно-серые (до черных) доломиты, обильно насыщенные кварц-карбонатными прожилками, благодаря которым иногда создается впечатление брекчированности пород. В верхних частях разреза отдельные пласты доломитов становятся заметно песчанистыми. Нижняя граница свиты, наблюдавшаяся южнее устья р. Сурья, стратиграфически согласная и проводится по смене доломитизированных известняков верхнего ордовика на массивные доломиты лландовери. Возраст отложений устанавливается по формам *Stricklandia lens* (Sow.), *Virgiana* cf. *barrandei* (Bill.), *Catenipora* sp., *Pentamerus oblongue* Sow., *Encrinurus* sp. (сборы С. В. Младших, определения Е. И. Мягковой и А. Н. Ходалевича). Полоса распространения карбонатных отложений четко прослеживается зоной положительного гравитационного поля интенсивностью до 1,5–2 мГал. Мощность отложений свиты – от 15 до 200 м.

Метелевская свита ( $S_{2-3}mt$ ) распространена только в Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. Свита представлена светло-серыми, белыми, розоватыми известняками, часто мраморизованными, залегающими в тектонической пластине. В стратотипическом разрезе собраны *Halysites junior* Klaam., *Propora* cf. *conferta vetula* Sok., *Kodonophyllum truncatum* (Linne), *Stereoxyloides uralicus* (Soshk.), *Entelophyllum losseniformis* (Zhelt.), *Brooksina conjugula* Khod. и др., характерные для верхнего венлока. Граница между «аракаевскими» и «араслановскими» слоями проводится по появлению вида *Conchidium novosemelicum* Nal., широко распространенного в массивных органогенных известняках верхней части разреза. Здесь же встреча-

ются характерные для лудловского отдела *Thecia* cf. *swinderniana* (Goldf.), *Harpidium insignis* Kirk., *Brooksina striata* Eichw., *B. turcestanica* Nikif., *Lissatrypa linguata* Buch. и др. Мощность метелевской свиты – от 170 до 600 м.

Именновская свита ( $S_{2-3im}$ ) распространена в Кумбинской и Красноуральской подзонах; является «стратифицируемой частью» одноименного андезибазальт-трахиандезитового вулканического комплекса. Ее стратотипический разрез описан В. М. Сергиевским по рекам Большая и Малая Именная на территории листа О-40-ХП. Он включает лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, в верхах разреза – субщелочных, переслаивающихся с разнообразными вулканокласто-терригенными породами и известняками, содержащими фауну верхней части венлока, а также лудлова. Севернее, в нижнем течении р. Исток описан стратотипический разрез бобровского горизонта, соответствующего верхней части разреза именновской свиты. Нижняя его граница маркируется переходом от амфипоровых известняков со скоплениями крупных пентамерид родов *Kirkidium*, *Conchidium* к иловатым комковатым известнякам. Эта часть свиты расчленена на три пачки: нижняя – комковатые глинистые известняки (мощность до 60 м); средняя – туфопесчаники, туфоалевролиты с подчиненными прослоями известняков и карбонатно-глинистых пород (60–100 м); верхняя – мелко- и крупнослоистые известняки (50 м).

В пределах листа О-40-VI [37] свита представлена двупироксен-плагиофировыми андезибазальтами, андезитами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами (нередко кайнотипного облика), их кластолавами и гиалокластитамы, туфами, а также туфопесчаниками, туфоконгломератами, брекчиями. Характерно появление в составе стратона рифогенных и слоистых известняков, которые залегают согласно на нижележащих вулканитах и вулканокласто-терригенных породах, будучи приуроченные чаще всего к верхам свиты. Снизу вверх по разрезу происходит рост щелочности вулканитов. Описываемые образования, развитые южнее (лист О-40-ХП, [41]), слагают полосу, резко расширяющуюся к югу. Свита представлена здесь чередующимися вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Вулканиты нижней части разреза имеют преимущественно базальтовый и андезибазальтовый состав, в отдельных случаях с относительно повышенной щелочностью. Для верхней части свиты характерны трахиандезибазальты, трахибазальты, трахиандезиты, а также андезибазальты и базальты. Осадочные отложения в составе свиты представлены в основном известняками, образующими крупный Исовский карбонатный массив площадью не менее 90 км<sup>2</sup> и ряд более мелких пластов, линз и прослоев.

По петрохимическим свойствам породы образуют последовательно дифференцированную андезибазальт-трахиандезитовую ассоциацию и тяготеют к полям высоко- и среднекалийевых магматитов; по ряду признаков сходны с островодужными толеитовыми и щелочными вулканитами. Для свиты характерен слабый метаморфизм, соответствующий пренит-пумпеллиитовой фации. Возраст устанавливается на основании многочисленных находок фауны в известняках. В нижней части разреза присутствуют руководящие формы *Cladopora pubentus* Yanet, *Brooksina conjugula* Khod., *B. striata* Eichw., характерные для елкинского горизонта венлока и исовского горизонта лудловского

яруса, в верхней – *Clathrodictyella turkestanica* Less., *Conchidium vogulicum* Vern. и другие фаунистические остатки, индикаторные для банкового горизонта лудлова, а также основания бобровского горизонта пржидолия – *Squamelifavosites thetidis* Chekh., *Cystiphillum teltiensse* (Nicol.), *Atrypella camelina* (Buch.). Мощность свиты – до 2000 м.

Именновские субвулканические образования ( $\alpha\beta S_{2-3}im$ ) характеризуют другую («интрузивную») часть одноименного андезибазальт-трахиандезитового вулканического комплекса. Среди тел, выражающихся в масштабе, на территории листа О-40 фигурируют только небольшие штоки трахиандезибазальтов (иногда с переходами к нормальнощелочным разновидностям). Редкие немасштабные тела нестратифицируемых магматитов среднего состава из-за большой нагрузки карты на ней не показаны. Минеральный состав, петрохимические особенности и геохимическая специализация пород близки к эффузивным и пирокластическим аналогам, слагающим именновскую свиту.

Кремнисто-базальтовая толща ( $S_{2-4}jb$ ) выделяется в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. По данным Е. А. Успенской [310], описываемый таксон распространен в Бардымско-Нязепетровском аллохтоне, в пределах которого выделяются несколько тектонических пластин (блоков) меридионального простирания; данные отложения приурочены к двум центральным пластинам. Западная из них простирается от верховья р. Демид вдоль склона Киргишанского хребта до верховьев р. Средняя; восточная – от верховьев р. Скопчиха по хр. Паленый Увал до Нижнесергинского пруда и далее на юг до р. Бардым. В кремнисто-базальтовую толщу выделяются ритмичнослоистые (флишоидные) терригенные, туфогенно-терригенные, терригенно-кремнистые, а также существенно вулканогенные отложения. Ее разрез характеризуется фациальной изменчивостью и сложным соотношением пачек разного состава; в западной области распространения преобладают терригенные породы, в восточной – вулканиты. Вверх по разрезу и в северном направлении относительное количество апоалевритовых и апопелитовых сланцев увеличивается, появляются пачки глинисто-кремнистых, кремнистых сланцев с тонкими прослоями фтанитов, кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность толщи на Нижнесергинском участке (по В. Г. Варганову) – около 600 м.

Среди существенно терригенных образований преобладают серые однородные, реже слоистые кварцевые песчаники с обломочной светлой слюдой, хлоритизированным биотитом, окатанными обломками кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, циркона. Реже встречаются граувакковые (черные) и аркозовые песчаники, редко – туфопесчаники и туфоалевролиты с мелкими базальтовыми лапиллями. В. Г. Варганов отмечает наличие туфосланцев и прослоев туфоконгломератов. Среди алевролитоглинистых пачек встречаются покровы подушечных базальтов и трахибазальтов микролитовой и апоинтерсертальной структуры. Основные вулканиты обладают повышенной щелочностью, высоким содержанием  $TiO_2$  и  $FeO_{общ}$ . Породы умеренно- и низкомагнезиальные, умеренно- и (реже) высокоглиноземистые. По петро-геохимическим особенностям резко выделяются вулканиты «Скопчихинского ареала» и более южных областей. На Нижнесергинском и Чашинском участках преобладают трахибазальты, реже встречаются базальты и ка-



лишпатсодержащие андезибазальты. Они образуют слабо дифференцированную серию с интервалами содержаний:  $\text{SiO}_2 = 46,95\text{--}50,85$  мас. %,  $\text{TiO}_2 = 1,85\text{--}2,69$  мас. %. В трахибазальтах наблюдаются мелкие ликвационные глобулы трахитов и латитов. Возраст стратона определяется его стратиграфическим положением. Он залегает выше малоуказарской толщи лландоваривенлока и перекрыт (со стратиграфическим несогласием) вулканитами аптечногорской свиты нижнего девона. На востоке «Скопчихинского ареала» (г. Кукан) глинисто-кремнистые сланцы нижних слоев содержат граптолиты *Monograptus* sp. венлокско-лудловского возраста. Мощность кремнисто-базальтовой толщи – 400–600 м.

Язьвинская свита ( $S_{3-4jz}$ ) выделена Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой в 1949 г. по р. Язьва; локализуется в Полюдовско-Чусовском, Ункурдинском и Улсовско-Висимском районах Бельско-Елецкой СФЗ. Распространена на правобережье рек Быстрая и Молмыс, а также на р. Беззадая, южнее которой она срезана Язьвинско-Кадинским надвигом; вновь появляется на поверхности в бассейнах и на водоразделах рек Яйва, Кады и Чикман [36]. Далее на юг отложения свиты картируются в долинах рек Койва, Усьва (лист О-40-ХІІ; [41]), Серебряная, Кокуй и Прогарочная (лист О-40-ХVІІІ, [44]).

На севере (р. Кадь и ее водораздел с р. Чикман) язьвинская свита подразделяется на две пачки: нижнюю (преимущественно терригенную) мощностью 100–110 м и верхнюю (карбонатную) мощностью 150–190 м. Терригенная пачка представлена кварцевыми песчаниками, алевролитами, в кровле сменяемыми глинистыми и песчанистыми известняками. Карбонатная пачка сложена известняками и доломитами с прослоями глинистых известняков. В бассейне р. Кадь известняки содержат фауну кораллов: *Squameofavosites uralensis* Janet., *Syringopora* ex gr. *schmidti* Tschern., *Squameofavosites thetidis* Chek., *Favosites finitimus* Janet., *Syringopora* sp., *Aulopora* sp., а также остракод и брахиопод. Аналогичный состав свиты сохраняется в пределах всего Улсовско-Висимского района. На некоторых участках [44] в области распространения язьвинской свиты ее разрез сложен рифогенными известняками, прослеживающимися с незначительными перерывами от широты р. Полуденка на севере до южной рамки листа О-40-ХVІІІ и далее; наибольшее развитие они получили в меридиональном течении р. Серебряная. Известняки однородные серого и светло-серого цвета, обычно полосчатые, часто мраморизованные. В них определены табуляты лудлова: *Laceripora cribrosa* Eichw., *Thekia swinderniana* Goldf., *Laceriporella beluschja* Smirn. и пржидолия: *Squameofavosites tiskassensis* (Sok.), *Syringopora prisca* Sok., а также ругозы *Cystiphyllum cylindricus* Lons. и брахиоподы *Lissatripa camelina* Buch., *Howellella angustiplicata* Kozl. Мощность свиты здесь – 150–300 м. На юге территории, в бассейнах рек Листвянка и Черемша, в окрестностях пос. Крыласово и вдоль долины р. Чусовая (до окрестностей пос. Билимбай) данный стратон ранее выделялся под названием «аракаевская толща» [310]. Мощность язьвинской свиты колеблется в пределах 180–700 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Подразделения с подобным «переходным» возрастом выделяются в Западно-Уральской и Тагильской мегазонах.

Кремнисто-базальтовая толща и плоскокаменная свита объединенные ( $S_2-D_{j\beta-\rho k}$ ) выделяются в пределах Бардымско-Нязепетровского аллохтона; таксон относится к Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Кремнисто-базальтовая толща охарактеризована выше, плоскокаменная свита подробнее будет описана ниже. Объединенный стратон в нижней части представлен сланцами кремнисто-глинистыми, глинистыми и кремнистыми, фтанитами с прослоями базальтов и кварцевых песчаников. В верхней части его слагают фтаниты, сланцы кремнистые и глинистые, кварцевые алевролиты с прослоями полимиктовых гравелитов, глинистых известняков и базальтов. На большей части площади своего распространения отложения имеют тектонические контакты с разными таксонами ордовика, силура и девона упомянутой подзоны, а в основании Бардымско-Нязепетровского покрова – с карбонатными породами различных горизонтов девона Бельско-Елецкой СФЗ. Мощность подразделения – до 500 м.

Карстовая толща ( $S_3-D_{\rho k s}$ ) распространена только в пределах Улсовско-Висимского района Иргизлинско-Карской подзоны (лист О-40-V) и прослеживается непрерывной полосой от р. Нязья до южной границы изученной площади. Она соответствует лудловскому, пржидольскому отделам силура и низам нижнего девона [36]. Естественная обнаженность карстовой толщи очень плохая. Протяженные 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 пос. Усть-Тылай. Разрез на р. Косьва представлен внизу темно-серыми мелко- и тонкозернистыми известняками, залегающими на серых мелкозернистых песчаниках кровли сланцевой толщи (венлок). Выше располагается пачка темно-серых, серых, реже кремневых, бледно-сиреневых известняков и доломитов, в верхней части брекчированных. Из нижней части толщи В. Г. Варгановым и др. были собраны гастроподы, трилобиты (*Proctus* sp.) и криноидеи, по которым эти отложения были сочтены лудловскими. Из верхней части разреза определены ругозы, табуляты *Angopora* sp., *Coenites*(?) sp., гастроподы, пелециподы, наутилоидеи, брахиоподы *Atrypa* sp., трилобиты *Jlldenus* sp., криноидеи *Pentagonocyclicus* ex gr. *multifidus* Yelt.; в средней части этими же авторами обнаружены гастроподы, брахиоподы, остракоды *Leperditidae*, криноидеи. Комплекс фауны, согласно указанным исследователям, определяет положение «доломитового разреза» как верхи лудлова. Общая мощность карстовой толщи достигает 500 м.

Плоскокаменная свита ( $S_3-D_{\rho k}$ ) распространена в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, участвует в строении Бардымско-Нязепетровского аллохтона. Выделена В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым со стратотипом на северном берегу Нижнесергинского пруда вблизи горы Камень Плоский. Плоскокаменная свита сложена серыми, черными и пестроцветными (голубые, стально-серые, желтые) силицитами, переслаивающимися с кварцевыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами, черными и вишневыми глинистыми сланцами и кварцевыми алевролитами. Реже в разрезе

встречаются плитчатые серые известняки и вулканогенные породы основного состава. Свита характеризуется фациальной изменчивостью; соотношение разных типов пород сильно варьирует по латерали и вертикали разреза. Преобладающими являются фтаниты и кремнистые сланцы, тяготеющие к низам разреза; в верхней его части существенную роль играют песчаники. Стратон слагает осевую часть и склоны Бардымского хребта и протягивается в меридиональном направлении от р. Табуска до верховьев урочищ Губайка и Федотов Лог, участвуя здесь в строении отлогой синклинали, осложненной надвигами субмеридионального простирания. Подошва свиты не вскрыта; на западе по разломам она контактирует с карбонатными образованиями девона Бельско-Елецкой СФЗ, а на востоке – с ургалинской свитой (верхний ордовик–венлок) той же Бардымской подзоны.

На южном берегу Нижнесергинского пруда (на продолжении выходов стратотипа) в тектонических клиньях фиксируются «петельчатые» глинистые известняки с ортоцератидами лудловского возраста; серые глинистые «комковатые» известняки с тентакулитами, наутилоидеями и конодонтами нижнего девона; а также пачки толсто- и тонкоплитчатых кремней серого, черного, синевато-зеленого цвета с конодонтами нижнего девона и низов эйфеля. К северу от железной дороги Дружинино–Киргишаны существенно кремнистая часть разреза плоскокаменной свиты вскрывается в многочисленных карьерах вдоль Киргишанского хребта. Здесь ее фрагменты представлены тонкослоистой пачкой пестроцветных пород – голубых, голубовато-серых, реже лиловых и черных непрозрачных силицитов, голубых опаловидных и ожелезненных малиново-красных фтанитов, углеродисто-кремнистых (черных), кремнистых и глинистых сланцев; в верхах разреза появляются тонкие прослои белых кварцитовидных песчаников, количество которых увеличивается у верхнего контакта свиты описываемого подразделения с песчаниками заставкинской свиты. Видимая мощность плоскокаменной свиты здесь достигает 350 м, а на Бардымском хребте составляет 500–600 м.

Возраст ее палеонтологически обоснован в типовом разрезе (северный берег Нижнесергинского пруда). На большей же части своего распространения в пределах Бардымского хребта фаунистическая характеристика слабая и время формирования определяется условно по стратиграфическому положению. Свита повсеместно перекрывается песчаниками заставкинской свиты, возраст которой по органическим остаткам датируется ранним–средним девоном. До этого В. Г. Варгановым большая часть описываемых отложений относилась к силуру, а Н. П. Гилевой к нижнему и среднему девону. При этом оба автора рассматривали плоскокаменные кремнистые отложения в едином стратиграфическом комплексе с перекрывающими их заставкинскими песчаниками.

Туринская свита ( $S_4-D_{1tr}$ ) выделена Н. А. Штрейсом; название по р. Тура в Исовском районе Свердловской области (стратотип свиты). По объему она отвечает «ортофировому комплексу» В. М. Сергиевского, Е. А. Муравьевой и «ортофировой свите» Р. А. Сюткиной. А. И. Сорокин и А. А. Пуркин расчленили ее на три «толщи» – туринско-колясниковскую, теплогорско-валуевскую и ключевскую. По мнению последующих исследователей, эти подразделения являются различными фациальными типами разреза свиты.

Стратон прослеживается в восточной части Западно-Тагильской зоны в виде тектонических блоков; различными авторами он считается принадлежащим к трахибазальт-трахиандезитовой (или абсарокит-шошонитовой) формации [37]. Вместе с субвулканическими образованиями (см. ниже) туринская свита входит в состав одноименного абсарокит-трахитового вулканического комплекса. Описываемое подразделение занимает центральную часть Тагильской мегазоны и выполнено стратифицируемыми вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Вулканиды представлены трахитами, трахиандезитами, трахиандезибазальтами, реже трахибазальтами, а также их туфами (с различным размером обломков, иногда спекшимися или слоистыми водноотложенными) и тефроидами. Трахиты и трахиандезиты образуют экструзивные тела и лавовые потоки, сопровождаемые лавобрекчиями, лавокластитами, кластолавами и гиалокластитами. Вулканокласто-терригенные породы представляют туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты; все они характеризуются смешанным петрографическим составом вулканогенных обломков с преобладанием в них трахитов и трахиандезитов, реже трахиандезибазальтов.

Разрезы свиты фациально не выдержаны; количественные соотношения пород разного состава варьируют в широких пределах. На западе ареала распространения таксона в его основании присутствуют либо известняковые конгломераты с фауной пржидолия, либо водноотложенные туфопесчаники, туфогравелиты, туфоалевролиты, которые выше по разрезу резко или постепенно (через переслаивание) сменяются эффузивно-пирокластическими пачками. В районе г. Кушва прослеживается увеличение в южном направлении общей мощности образований в 1,5 раза и более [232]. Возрастание мощности «вулканогенного» разреза происходит одновременно с появлением прослоев туфотерригенных разностей. Все породы в различной степени изменены метасоматически. Значительная часть туринских образований представляет собой продукты вулканизма ареального типа с широким распространением лавовых покровов при отсутствии крупных вулканических построек. Центры извержений фиксируются увеличением мощности лавово-пирокластических фаций, а в отдельных случаях – непосредственно жерловыми фациями (гора Еловица). Соотношения с подстилающими породами именновской свиты иногда описываются как согласные [232], чаще как несогласные.

По содержанию кремнезема и щелочей вулканиды образуют непрерывный ряд от высококальциевых трахибазальтов до трахитов, на дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов попадают в поля «островодужных толеитов» и «щелочных базальтов». Возраст большей, нижней части стратона подтверждается пржидольской фауной: *Aphrosalpinx* sp., *Imennovia uralica* Shur., *Circophyllum samsugnensis* Smith et Tremb. (североуральский горизонт), установленной в обломках известняков. Южнее, на месторождении Дальняя Известка собраны кораллы *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk., *Neomphyma originata* Soshk. сарайнинского горизонта лохковского яруса. На северо-восточном склоне горы Тёплая в линзе известняков обнаружены кораллы *Cladopora actuosa* Yanet., *Thamnopora* cf. *sarmentosa* Yanet., *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk. этого же возраста. Там же, в выемке железной дороги, идущей на Александровский рудник, в известняках определены лохковские

брахиоподы *Clorina pseudolinguifera* Kozl., *Rhynchospirna* cf. *siemiradzki* Kozl. (сарайнинский горизонт) [232]. Мощность туринской свиты – 1000–1500 м.

Туринские субвулканические образования формируют вторую составляющую одноименного абсарокит-трахитового вулканического комплекса. Представлены штоками эссекситов и эссексит-долеритов ( $\epsilon\nu S_4-D_1tr$ ), сиенит-порфиров и микросиенитов ( $\xi\pi S_4-D_1tr$ ), реже трахиандезитов ( $\tau\alpha S_4-D_1tr$ ). Немногочисленные дайки пород того же состава на карту не вынесены вследствие большой ее загрузки. Интрузивные тела внедрены в низы туринской свиты, а также прорывают все более древние образования палеозоя Западно-Тагильской СФЗ. Петрографические и петрохимические характеристики названных пород (не являющихся большой редкостью на Урале) вполне «стандартны». По ряду параметров упомянутый вулканический комплекс выступает типичным представителем зрелой стадии развития островодужных систем.

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Собственно девонские стратоны представляют все отделы системы и на территории листа распространены практически повсеместно – как в чехле Восточно-Европейской платформы, так и (в виде дислоцированных комплексов) во всех структурно-формационных зонах и подзонах Уральской складчатой системы. Обилие объединенных и нерасчлененных таксонов является следствием масштаба карты.

Карбонатная толща ( $D_1c$ ) выделяется в пределах Улсовско-Висимского района Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ; располагается стратиграфически ниже такатинской свиты. Она представлена пелитоморфными и глинистыми известняками, доломитами, известково-глинистыми и глинистыми сланцами. В разрезах устья руч. Прогарочный и на западной окраине пос. Промысел в основании залегает слой кварцитопесчаников мощностью около 6 м. Карбонатная толща прослеживается в естественных обнажениях у западной и северной окраины пос. Промысел, в нижнем течении руч. Прогарочный, на правобережье р. Серебряная западнее пос. Кедровка, на р. Кокуй [44]. Ее выходы картируются в виде полосы шириной 0,5–1 км в бассейнах рек Уфа и Серга, от района пос. Арасланово на юге до окрестностей железнодорожной станции Божуково и пещеры Катникова на севере и вновь появляются на правобережье широтного отрезка долины р. Серга и в бассейнах рек Цыбиха и Листвянка. Опорные разрезы наблюдались в береговых обрывах р. Уфа в междуречье Мельничная–Табуска. Толща залегает согласно (местами с признаками размыва) на язьвинской свите и согласно перекрывается такатинской свитой.

Южнее (листы О-40-XXX, XXXVI), в пределах Улсовско-Висимского района, в составе нижнего девона Е. А. Успенская выделяла две толщи: мельничную и сергинскую, объединенные согласно Уральской серийной легенде в карбонатную толщу. В основании разреза там залегает пачка известняков, глинистых известняков и аргиллитов (мельничная толща Е. А. Успенской), вблизи основания которой выделены конодонты *Ozarkodina remscheidensis*

*remscheidensis* (Ziegl.). Среди аргиллитов в низах разреза встречаются прослои туффилов основного состава, имеющие большое значение для корреляции с одновозрастными отложениями Бардымской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Остатки кораллов, криноидей, брахиопод и конодонтов, встречающиеся выше по разрезу, в том числе *Favosites kozlowskii* Sok., *Ollulacrinus* cf. *quinquelobas* (Bather), *Karpinskia vagranensis* Khod., *Ancyrodelloides delta* (Klapp. et Murphy) и др., позволяют сопоставлять эту часть толщи с лохковским ярусом. Верхняя ее часть («сергинская толща» Е. А. Успенской) представлена массивными органогенными известняками, выходы которых образуют широкую (3–5 км) полосу, прослеживающуюся вдоль долин рек Уфа и Серга от железнодорожной станции Табузка на юге до юго-западной окраины г. Нижние Серги на севере. Детали строения рифового массива подробно описаны В. П. Шуйским. Известняки содержат богатые комплексы кораллов и брахиопод, в том числе: *Lyriellasma subcylindrica* (Soshk.), *Acanthophyllum irgislense* Soshk., *Stropheodonta stephani* Barr., *Barrandella sergaensis* Khod. и др. и конодонты *Pandorinellina steinhornensis miae* Bult., что позволяет коррелировать верхнюю часть разреза с пражским ярусом и нижней частью эмса. Мощность карбонатной толщи – до 1000 м.

Михайловская свита ( $D_{1mh}$ ) картируется в Ункурдинском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где согласно залегает на известняках язьвинской свиты позднего силура. Выходы свиты прослеживаются узкой полосой в бассейнах рек Уфа и Демид от пос. Арасланово на юге до бассейна р. Сикильда, а также в виде полосы шириной 300–500 м от района пос. Солдатка до пос. Атиг. Стратотипический разрез находится на северном берегу Михайловского пруда. Он начинается с пачки глинистых известняков, переслаивающихся с известковистыми алевролитами, песчаниками и доломитизированными известняками, которая сменяется выше значительно более мощной пачкой массивных первичных (седиментационных) доломитов. В. П. Шуйский (1973 г.) впервые описал эту толщу под названием «михайловский горизонт», а позже [195] использовал термин «михайловские слои». В настоящее время этот стратон рассматривается в ранге свиты. К основанию стратотипического разреза михайловской свиты приурочены находки конодонтов *Ozarkodina remscheidensis remscheidensis* (Ziegl.) и др., характерных для стандартной зоны woschmidti–postwoschmidti. Выше встречаются остатки кораллов, строматопорат, брахиопод, остракод и конодонтов, в том числе *Favosites kozlowskii* Sok., *Thamnopora faceta* Yanet, *Prothatyris praecursor* Kozl. и др., позволяющие сопоставлять эту свиту с лохковом, прагином и нижней частью эмса. Мощность свиты – 250–1700 м.

Перевозская свита ( $D_{1pr}$ ) распространена в пределах Кумбинской подзоны Западно-Тагильской СФЗ. Свита выделена В. В. Шалагиновым по правому берегу р. Лобва и ее притоку – р. Талица у пос. Старый Перевоз [44]. В стратотипическом районе свита представлена ритмично переслаивающимися вулканокриновыми песчаниками, кремнистыми туффилами, известняками с прослоями пепловых туфов; в известняках – многочисленная фауна пражского яруса. В основании разреза описаны базальные конгломераты с обломками андезитов, андезидацитов, андезибазальтов и известняков с фауной лохковского яруса; свита согласно перекрывается известняками с фауной

карпинского горизонта. В кремнистых и известково-кремнистых алевролитах с тонкими углистыми прослоями определена фауна тентакулитов: *Styliolina fissurella* (Hall.), *S. ex gr. nucleata* Karp., *Turkestanella acuaria* (Richt.), *T. ex gr. clathrata* Klish., *T. cf. circulaannuata* Klish. тошемского горизонта пражского яруса. Нижний контакт свиты предполагается несогласным, с размывом, верхний постепенный, через переслаивание.

В районе г. Верхний Тагил по наблюдениям Р. А. Сюткиной и др. вблизи основания свиты залегают туфоконгломераты с обломками базальтов, трахиандезитов, вулканитов кислого состава и других пород. На р. Тагил в районе г. Верхний Тагил В. С. Милициной собрана фауна: *Thamnopora cf. alena* Janet, *Cladopora uralica* Janet, *Fasciphyllum* sp. indet., *Triplasma cf. devoniana* Soshk., *Cypressocrinites cf. rossicus* Antr., *C. ovaatus* Schent. В этом районе установлено несогласное залегание перевозской свиты на туринской. Возраст определен на основании многочисленных находок остатков фауны пражского яруса: *Pachyfavosites vijaicus* Yanet., *Caliapora* sp. ind., *Fasciphyllum conglomeratum* Schlut и др. Мощность свиты непостоянна и колеблется в пределах 300–1100 м.

Аптечногорская свита (*D<sub>1</sub>ap*) выделена В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым [134] и включает, по их данным, вулканогенно-осадочную толщу пород с вулканитами контрастного состава и терригенно-трахибазальтовую толщу, которые В. Г. Варганов с соавторами относили соответственно к бардымскому комплексу среднего–верхнего ордовика и к нижнему силуру. Согласно Уральской серийной легенде, свита относится к нижнему девону; распространена она крайне ограничено в пределах Нязепетровского изолированного района, где слагает тектонические клинья среди разновозрастных образований [310]. Разрез нижних горизонтов свиты мощностью около 200 м описан В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым [134] на правом берегу р. Серга, западнее железнодорожного переезда в г. Нижние Серги. Здесь свита представлена переслаиванием вишневых, реже зеленых аргиллитов с тонкими (2–3 см) прослоями полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников, покровами афировых и мелкопорфировых трахибазальтов мощностью от 0,2 до 10–14 м, редкими прослоями базальтовых лапиллиевых туфов, туфами риолитов; встречаются линзы и прослои силицитов, тонкие прослои и линзы известняков. Среди аргиллитов наблюдаются лапилли миндалекаменных базальтов, обломки риолитов и галька трахитов. В данном разрезе осадочные породы составляют 63 %, трахибазальты и их туфы – 21 %, туфы риолитов – 16 %. В известняках, выполняющих межподушечные пространства в покрове подушечных базальтов, найден конодонт нижнего девона – *Caudicriodus ex gr. woschmidti* Ziegler.

В 1 км севернее моста через р. Бардым карьером вскрыта пачка риолитовых туфов. Туфы двуполевошпатовые псаммитовые и гравелитовые с горизонтами слоистых пелитовых туфов и туффитов. Среди глыбовых развалов встречаются афировые и двуполевошпатовые риолиты флюидальные и массивные фельзитовой и сферолитовой структуры. Выше залегают туфогенно-осадочная пачка кислого состава, слагающая крутые скальные выходы на правом берегу р. Бардым. Для этой части (верхней) разреза аптечногорской свиты характерно переслаивание фиолетовых, иногда зеленых тонкоплитча-

тых глинистых и алевритистых сланцев, содержащих тонкие прослои полевошпат-кварцевых песчаников, с алевритовыми, псаммитовыми, реже гравелитовыми лито-кристаллокластическими туфами двуполевошпатовых риолитов и туфопесчаниками кислого состава; наблюдаются прослои алевритовых туффитов. По петрогеохимическим особенностям вулканисты аптечногорской свиты соответствуют контрастным сериям вулканических поясов континентальных окраин. Аптечногорская свита по находкам конодонтов относится к пражскому ярусу и низам эмса нижнего девона, соответствуя преимущественно зоне *Polygnathus pigeneae*. Мощность свиты – до 700 м.

Вагранская свита (D<sub>1</sub>g) картируется в северо-восточной части листа О-40 в виде небольших по площади блоков. Так, в северо-восточной части листа О-40-VI, у его рамки, ширина выходов пород свиты составляет 1,4 км [37]; а южнее (лист О-40-XII) отложения свиты распространены в пределах Мостовской депрессии, где ее разрез представлен в нижней части ритмично-слоистыми песчаниками, алевролитами, кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами мощностью до 150 м, которые сменяются песчанистыми известняками и светло-серыми брекчиевидными известняками с фауной *Favosites regularissimus* Yanet, *F. goldfussi* Orb., *F. gregalis* Porf., *Thamnopora* ex gr. *sibirica* Tschern. карпинского горизонта эмского яруса (скв. 104). По мнению авторов, нижняя часть описанного разреза относится к перевозской свите, верхняя – к вагранской. Стратотип вагранской свиты был описан С. М. Андроновым на р. Вагран северо-восточнее листа О-40-VI. В стратотипическом районе свита сложена известняками, глинистыми сланцами, песчаниками, бокситами и сиаллитами карпинского горизонта эмского яруса [44]. По данным горных и буровых работ, на территории листа преобладает терригенно-карбонатный тип разреза; он слагается переслаиванием полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов с обломками бокситов и серыми слоистыми известняками. Степень метаморфизма пород не превышает цеолитовой фации. В основании вагранской свиты отмечается размыв. Возраст ее обосновывается многочисленными находками в пределах площади фаунистических остатков: *Parathurammina paulis* Byk., *Stellopora analoga* Bogoyavl., *Favosites regularissimus minutus* Yanet, *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Levi-conchidiella vagranica* (Khod.), *Theodossia superbis* (Eichw.), *Bairdiocypris cordiformis* Rozhd., *Polygnathus foveolatus* Philip et Jakson, *Farlandia levata* Pron., *Tubeporella minuta* Pron., *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), характерных для карпинского горизонта эмского яруса. Мощность вагранской свиты – 200–400 м.

Такатинская свита (D<sub>1</sub>tk) выделена А. Э. Алкснэ, А. И. Олли, А. П. Тяжевой в 1947 г. на Южном Урале; тогда она помещалась в основание эйфельского яруса среднего девона. В настоящее время терригенные отложения свиты относятся к низам эмского яруса нижнего девона и на значительной части территории листа О-40 залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на нижележащих отложениях разного возраста. Терригенные отложения свиты, объединяющие кварцевые песчаники, гравелиты, апо-алевролитовые сланцы, редкие конгломераты, широко развиты в пределах Бельско-Елецкой СФЗ. Детальное изучение и опробование такатинских пород было проведено в связи с находками алмазов в ее базальной части. По своему составу песчаники, гравелиты и конгломераты свиты существенно кварцевые



[191], что подтверждено описаниями пород свиты разными авторами на всем протяжении ее распространения. Благодаря характерному составу и положению в разрезе, отложения такатинской свиты являются маркирующим горизонтом, окаймляющим выходы более древних образований. Так, в пределах Полюдовско-Чусовского района такатинские отложения слагают крылья антиклинальных и синклинальных структур и окаймляют выходы вендских образований, на которых, по мнению большинства авторов, такатинская свита залегает со стратиграфическим и угловым несогласием [43] или только со стратиграфическим несогласием [39]. Южнее (листы О-40-XXX, О-40-XXXVI, [310]) такатинская свита залегает на допалеозойских толщах (на чернокаменной свите венда, кырминской и клыктанской свитах рифея) трансгрессивно, со стратиграфическим и угловым несогласием и начинает самостоятельный седиментационный цикл.

Состав такатинской свиты в пределах Полюдовско-Чусовского района, по данным ГК-200, достаточно устойчивый: существенно песчанистый кварцевый. Полевых шпатов в породах – не более 3–5 %. Это кварцевые песчаники, иногда косослоистые, разнозернистые, прослоями гравийные с линзами кварцевых конгломератов и прослоями алевропесчаников, алевролитов, реже – аргиллитов.

С. Б. Суслов в пределах листа О-40-XVII выделяет два типа разрезов такатинской свиты: глинисто-алеврито-песчанистый и песчанистый.

Первый представлен переслаивающимися кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В подошве иногда отмечается маломощный (0,3 м) прослой конгломератов с галькой подстилающих пород сыльвицкой серии. Кварцевые песчаники составляют до 30–80 % общего объема свиты, мощность их прослоев колеблется от 1–5 м в нижней части до 0,1–0,2 м в верхней части. Мощность прослоев алевролитов и аргиллитов – 0,2–4 м. Общая мощность пачки глинисто-алевролитопесчанистого типа составляет 13–30 м. В обнажении Малая Рассольная терригенный разрез перекрывается известняками с *Moelleritia barbotana* (Schmidt), относимыми к вязовской свите. Данный тип разреза характеризует отложения низкой равнины, о чем свидетельствуют небольшая мощность, переслаивание песчаников и алевролитов, отсутствие фаунистических остатков.

Песчаный тип разреза распространен к северо-востоку от Куртымского разлома. Характерна непостоянная мощность (от 10 м – разрез Сыльвица до 58 м – разрез Калаповка). Объем алевроглинистых пород не превышает 10 %. По обнажению Сыльвица в кварцевых песчаниках, подстилаемых конгломератами (0,08 м), найдена флора: *Psilophyton princeps* Daws., *Arostigma* sp. Мощность разреза здесь – около 30 м. Глинисто-алевропитопесчаный тип разреза, характеризующий зону низкого побережья, сменяется в северо-восточную сторону песчанистым типом разреза (вероятно, аллювиально-дельтового типа) и далее постепенно переходит в прибрежно-морские отложения. Отмечается увеличение мощности песчаного типа разреза с юга на север: от 10 м на р. Сыльвица до 80 м на р. Вильва.

В пределах Улсовско-Висимского района состав такатинской свиты мало чем отличается от того, что приведен выше для Полюдовско-Чусовского района. По данным В. В. Парфенова [41], разрез такатинской свиты, вскрытый

небольшими карьерами на северо-западной окраине пос. Медведка, представлен в следующем виде: 1 – слюдистые кварцитопесчаники (мощность более 10 м); 2 – сланцы углеродисто-кварцевые с прослоями кварцитопесчаников (2,5 м); 3 – слюдистые кварцитопесчаники (2,4 м); 4 – сланцы серицит-карбонат-кварцевые с редкими прослоями углеродисто-кварцевых (8 м). Суммарная мощность свиты – около 30 м. В юго-восточной части территории (листы О-40-XXX, О-40-XXXVI), по данным Е. А. Успенской (2004 г.), такатинская свита представлена кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Залегающие в основании такатинской свиты гравелиты и мелкозернистые кварцевые песчаники с косою слоистостью сменяются выше по разрезу мелкозернистыми тонкослоистыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями аргиллитов. Палеонтологические (плохо сохранившиеся остатки псилофитовой флоры) и историко-геологические (начало крупной трансгрессии) данные позволяют коррелировать эту свиту с низами верхнего эмса (далейского яруса). Мощность свиты колеблется от 5 до 250 м.

Такатинская, вязовская, койвенская, бийская и афонинская свиты объединенные ( $D_{1-2}tk÷af$ ). В пределах Полюдовско-Чусовского и особенно Улсовско-Висимского районов часто невозможно раздельное выделение в масштабе ГК-1000 целого ряда свит нижнего и среднего девона ввиду их малой мощности. Данный комплекс объединенных нижне- и среднедевонских отложений (эмсский и эйфельский ярусы) выделяется на севере листа О-40 [36], где они несогласно налегают на верхнесилурийские и вендские породы. По литологическому составу объединенные отложения подразделяются на две породные толщи: нижнюю терригенную и верхнюю карбонатную.

*Такатинские отложения* в полном объеме 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. 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 алевро-глинистыми породами пестрой окраски. Мощность свиты здесь составляет 140–160 м.

*Вязовская (Ваняшкинская) свита* в бассейнах рек Молмыс, Сирья, Ульвич (в северо-западной части площади) уничтожена эрозией. Южнее, начиная с бассейна р. Яйва, ваяншкинская свита представлена переслаивающимися алевролитами, кварцевыми песчаниками, доломитами. Доломиты темно-серые, неравномерно пропитаны гидроокислами железа. Мощность ваяншкинских отложений – 25–28 м. Фациальный переход ваяншкинской 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: остракода *Moelleritia moelleri* (Schmidt) и брахиопода *Eoreticularia jurjusanensis* Tjzh. В верхней части – переслаивание аргиллитов, алевролитов, песчаников, мергелей. Вскрытая мощность вязовской свиты – 28 м.

*Койвенская и бийская свиты* сложены в основном карбонатными породами. В основании койвенской свиты залегает карбонатно-терригенная пачка. Наиболее полный разрез ее изучен на р. Кадь. В составе пачки отмечаются прослои железистых руд. На карбонатно-терригенной пачке залегают известняки темно-серые, почти черные, глинистые и битуминозные, содержащие койвенский фаунистический комплекс: *Favosites goldfussi* Orb., *Syringopora eifelensis* 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. 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. 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. Мощность бийских отложений закономерно уменьшается в северном направлении, от 100 м в бассейне р. Чикман и до 38 м – на водоразделе рек Жакшер–Быстрая.

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

Известняки содержат фауну брахиопод: *Emanuella subumbona* var. *uralica* Tjzh., *Gypidula* cf. *subbrevirostris* Tjzh., *Spinatrypa aspera* Schloth., ортоцераитов, тентакулитов (опр. Э. В. Подстаницкой). Мощность афонинской свиты на р. Ульвич – 30–40 м, на р. Кадь – 36–40 м. В бассейне рек Молмыс и Чикман афонинские отложения отсутствуют. Мощность объединенного статотона для Полудовско-Чусовского и Улсовско-Висимского районов – 250–500 м.

Такатинская, вязовская, койвенская, бийская, афонинская и чусовская свиты объединенные (D<sub>1-2</sub>tk-čs) распространены ограниченно только в юго-восточной части листа O-40, в пределах Белокатайского района Михайловско-Вайгачской подзоны. *Такатинская свита*, залегающая на допалеозойских толщах со стратиграфическим и угло-

вым несогласием, начинает самостоятельный седиментационный цикл. В ее основании залегают гравелиты и разнозернистые кварцевые песчаники с ко-сой слоистостью, сменяющиеся выше по разрезу мелкозернистыми тон-кослоистыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями ар-гиллитов. Мощность такатинской свиты достигает 120 м [310]. Выше терри-генных образований описываемого объединенного стратона располагается существенно карбонатный разрез: *вязовская, койвенская и бийская свиты* не-расчлененные, представленные известняками и доломитами, часто глини-стыми и битуминозными, глинистыми сланцами и алевролитами. Выходы этих отложений прослеживаются вдоль правобережья р. Чусовая полосой шириной от 200 м до 2–3 км, а также образуют узкую полосу близмеридио-нального простирания, протягивающуюся от района горы Расковалиха (се-вернее пос. Первомайское) на юге до верховья р. Чёрная (западнее пос. Кры-ласово). Эти отложения согласно, с постепенным переходом залегают на тер-ригенных образованиях такатинской свиты.

Нерасчлененные *афонинская и чусовская свиты* представлены известня-ками, глинистыми известняками и песчаниками. Они согласно залегают на нижележащих отложениях и образуют две полосы выходов, одна из которых протягивается вдоль западного склона Киргишанского хребта от верховья р. Бисерть до бассейна р. Сикильда и нижнего течения р. Демид, а вторая – вдоль его восточных склонов, от района пос. Кузино до северо-восточной окраины г. Нижние Серги. Небольшой по площади участок распространения этих отложений известен также на правобережье р. Серга ниже устья р. Бар-дым. В пределах западной полосы выходов, вблизи устья р. Демид, в разрезе нерасчлененных отложений В. Г. Варгановым выделены три пачки, соответ-ствующие, по его мнению, афонинским, чусовским и чеславским слоям. В нижней карбонатной пачке мощностью около 150 м содержатся остатки брахиопод, кораллов и тентакулитов, в том числе *Spinatrypa bifidaeformis* (Tschern.), *Emanuella subumbona* (Hall.), *Megaphyllum paschiense* Soshk. и др.; в средней пачке песчаников мощностью от 5 до 50 м определяемые палеонто-логические остатки не известны, а в верхней карбонатной пачке мощностью до 100 м среди брахиопод, кораллов, строматопорат и криноидей присут-ствуют *Stringocephalus burtini* Defr., *Crassialveolites crassus* Lec. и др. Палеон-тологические данные позволяют коррелировать рассматриваемую нерасчле-ненную толщу осадков с верхней частью эйфельского и живетским ярусами. Общая мощность объединенного стратона колеблется в пределах 300–600 м.

Вязовская, койвенская, бийская свиты объединенные ( $D_{1-2}Z \div bs$ ) в пределах листа О-40 такой «набор» стратонов распространен крайне ограниченно – на листе О-40-XXIV в Улсовско-Висимском районе и южнее – в Ункурдинском районе. Наиболее полный разрез вскрыт в берего-вых выходах р. Нотиха, правого притока р. Чусовая, в обнажениях Афонины Брови, Сулем на р. Чусовая (лист О-40-XXIV). В разрезе по р. Нотиха согласно на такатинских песчаниках залегают вязовские отложения, в составе кото-рых отмечаются известняки, доломитизированные известняки, доломиты, прослои черных глинистых и известково-глинистых сланцев желтовато-серого цвета. Известняки от светло- до темно-серого и черного цвета мелко-зернистые афанитовые, глинистые, участками битуминозные и кремненые,

с остракодами: *Polenovula crassa* (Pol.), *Clavofabellina abunda abunda* (Pol.), *Reversocypris reversa* (Pol.), *Carbonita grandis* Pol., *Bairdia crebra* Rozhd. Доломиты и доломитизированные известняки темно-серые, серые и буровато-серые мелкозернистые с редкой фауной криноидей и табулят. Мощность – 40 м. Выше по разрезу вязовская свита согласно перекрывается койвенской свитой. Состав ее: известняки и доломиты темно-серого и черного цвета мелко- и тонкозернистые, иногда глинистые, плитчатослоистые. Сланцы глинистые, буровато-серого, темно-серого, зеленовато-бурого цвета. В. Б. Цырлиной найдена фауна: табуляты – *Favosites regularissimus* var. *minor* Yanet; ругозы – *Natalophyllum simplex* Sok., *Mesophyllum typus* (Mark.), *Digonophyllum schultzi* Wdkd., *Campophyllum soeticum* Schlut.; брахиоподы – *Spirifer* ex gr. *subumbonus* Hall, *Athyris subconcentrica* Vern., *Streptorhynchus* sp.; трилобит – *Dechenella* (*Paradechenella*) cf. *markovskii* Max. Завершает разрез согласно залегающая бийская свита, представленная известняками и доломитами. Известняки от черных до светло-серых тонкозернистые, иногда доломитизированные или кремнистые массивные, толсто- и среднеплитчатые. Доломиты черные и темно-серые тонкозернистые, от массивных до среднеплитчатых, иногда битуминозные. Фауна встречена в известняках и доломитах: табуляты – *Favosites goldfussi* d'Orb., *Alveolites uralicus* Yanet, *Chaetetes rotundus* Lec.; криноидеи – *Cupressocrinitidae*–*Cupressocrinites*(?) ex gr. *crassus* Goldf., *C. planus* (Schew.), *C. rossicus* Antr., *C. gracilis* Goldf.; конодонты: – *Polygnathus angustipennatus* Bischoff et Ziegler, Pol. cf. *costatus sogdianensis* Bardachev, Pol. *linguiformis bultyncki* Weddige, Pol. *linguiformis linguiformis morphotype alpha* Bultynck. Суммарная мощность вязовской, койвенской и бийской свит достигает 150 м.

Михайловская, вязовская, койвенская, бийская свиты объединенные (D<sub>1-2</sub>mh-bs) картируются в пределах листа очень ограниченно, только в Ункурдинском районе. Разрез объединенного стратона представлен глинистыми известняками, известковистыми алевролитами, песчаниками и доломитизированными известняками, которые выше сменяются более мощной пачкой доломитов. Выше располагается толща черных глинистых и известково-глинистых сланцев, доломитизированных известняков и доломитов. Разрез завершается бийской свитой, представленной черными и серыми известняками и доломитами. Входящие в состав объединенного стратона свиты описаны выше. Мощность объединенного подразделения – до 500 м.

Заставкинская свита (D<sub>1-2</sub>ZS) выделена В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым [134], относится к Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. За стратотип авторами принят разрез на левом берегу р. Заставка, у южного окончания хр. Паленый Увал. Выходы свиты приурочены в основном к водораздельным пространствам Киргишанского и Бардымского хребтов и представлены кварцевыми песчаниками, которым подчинены прослои кремней, кремнистых брекчий, алевролитов и глинистых сланцев. Особенности состава и распространения данных отложений обусловили их название в более ранней геологической литературе – «водораздельные песчаники». Заставкинская свита ограничена в своем распространении территорией Бардымско-Нязепетровского покрова. В северной части покрова между пос. Кузино и Чеботаево отложения свиты слагают гору Лысая и ее восточные отроги и

протягиваются узкой полосой (0,2–2,5 км) вдоль осевой части Киргишанского хребта. Повсеместно здесь породы свиты залегают полого (5–20°) на пестроцветной дислоцированной толще плитчатых и кремнистых сланцев плоскокаменной свиты и слагают осевую часть синклинали структуры. В составе свиты преобладают светло-серые, почти белые, тонкозернистые кварцитовидные массивные песчаники с редкими прослоями (до 1,5–2 м) темно-серых плитчатых песчаников; линзовидными прослоями конглобрекций (5–6 м), состоящих из угловатых и окатанных обломков голубых, малиновых, серых и черных фтанитов, связанных песчано-кварцевым цементом. Кроме горизонтов конглобрекций единичные обломки фтанитов отмечаются в толще массивных белых песчаников. В нижней части разреза песчаной толщи местами отмечается тонкое переслаивание (1–5 см) сланцев голубовато-серого цвета и тонкозернистых белых кварцевых песчаников. Видимая мощность вскрываемого разреза заставкинской свиты на этом участке достигает 60–100 м.

В средней части Бардымско-Нязепетровского аллохтона, к югу от ж/д Дружинино–Киргишаны (до северных окраин г. Нижние Серги) прослеживаются две полосы выходов отложений свиты. Восточная полоса повторяет простирание осевой части хребтов Киргишанского и Паленый Увал. Вторая полоса выходов приурочена к западным отрогам хребтов на правобережье рек Заставка и Средняя. В западной полосе породы свиты слагают отдельные вершины гор (гора Шолм и др.). Отложения заставкинской свиты в этом районе залегают несогласно на разных горизонтах терригенно-трахибазальтовой толщи силура ( $S_{1-2}$ ) либо на кремнистых образованиях плоскокаменной свиты ( $S_2-D_1$ ). Они вскрыты глубокой структурно-поисковой скв. 2704 в интервале 160,6 м выше толщи углеродистых аргиллитов, относимых нами к терригенно-трахибазальтовой толще ( $S_{1-2}$ ). Вскрытые образования, по данным Л. И. Десятниченко (1976 г.), представлены светло-серыми разномасштабными кварцитовидными песчаниками, гравелитовыми пудинговыми песчаниками с мелкими угловатыми обломками кремнистых и глинисто-кремнистых пород и прослоями тонкослоистых черных песчаных алевролитов. Кварцитопесчаники слагают центральную часть пологой синклинали, которая, по сейсмическим данным, фиксируется и в подстилающих отложениях аргиллит-алевролитовой толщи силура.

Возраст заставкинской свиты определяется ее стратиграфическим положением – несогласным залеганием на разных горизонтах вулканогенно-осадочных отложений силура, кремнистых толщах нижнего девона (плоскокаменная свита), а также находками криноидей, конодонтов и флоры в нескольких пунктах. По данным В. Г. Варганова и др., из песчаников вершины горы Аптечная определены *Hexacrinites*(?) cf. *dentatus* (Quenst.). Кроме криноидей в песчаниках найдены остатки табулят и мшанок. Из сборов на горе Паленый Увал определены *Desmidocrinus*(?) sp. indet., *Parahexacrinus* sp. indet., *Salairocrinus* sp. indet. и отпечатки циррусов *Cupressocrinitidae*? В верхней части песчаной толщи гор Аптечная и Шолм содержатся растительные остатки. Из них М. В. Любимовой определены *Psilophyton princeps* Dawson, *Sporogonites* cf. *tschussovense* и мелкие обрывки кутикулы *Schuguria* sp., *Taenicrada* sp. среднедевонского возраста.

В основании отложений свиты на р. Заставка содержатся конодонты, отвечающие зоне *Polygnatus costatus patulus* верхней части эмского яруса и *Polygnatus costatus partitus* нижней части эйфельского яруса. Конодонты этого стратиграфического уровня найдены нами из прослоев фтанитов в толще кварцитов в пределах Бардымского хребта в 4 км к северу от горы Митькина. Среди них определены *Polygnatus* ex gr. *costatus* Klapp, по определению В. А. Аристова, соответствующие уровню низов эйфельского яруса. Мощность свиты – до 250 м.

Тальтийская свита ( $D_{1-2}tl$ ) развита в Западно-Тагильской структурно-формационной зоне в виде прерывистых субмеридиональных блоков. Она выделена В. В. Шалагиновым и названа по р. Тальтия (Северный Урал); отвечает ранее выделявшимся отложениям тальтийского горизонта верхов эмса–низов эйфеля. В составе пород преобладают темно-серые и серые битуминозные известняки, иногда плитчатые, с прослоями известково-глинистых сланцев, песчаников и конгломератов. В подчиненном количестве находятся терригенные породы, переслаивающиеся между собой. Наиболее полный разрез изучен по обнажению на правом берегу р. Тота (лист О-40-VI) [223]: в нижней части разреза залегают светло-серые известняки, массивные с остатками *Favosites regularissimus minutus* Yanet (200 м); выше – известняки темно-серые слоистые с прослоями амфипоровых известняков, с многочисленными остатками фауны *Paracaligella magna* Pron., *Stromatopora praelonga cylindrica* Bogoyavl., *Favosites gregalis* Porf. и др. (700 м); известняки светло-серые массивные с остатками фауны (200 м). Особенности соотношения с нижележащими образованиями позволяют предполагать трансгрессивное залегание на них: существование местных перерывов в осадконакоплении, с размывом и переотложением ранее сформировавшихся осадков. Степень метаморфизма пород не превышает цеолитовой фации. Возраст свиты в пределах листа О-40 обосновывается находками фауны тальтийского горизонта эмского–эйфельского ярусов [223]: *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Cupressocrinites rossicus* Andr., *Polygnathus linguiformis forma* Bultynk. и др. Мощность свиты составляет 200–1000 м.

Вагранская и тальтийская свиты нерасчлененные ( $D_{1-2}vg-tl$ ) распространены в пределах Западно-Тагильской СФЗ крайне ограничено в тектонических клиньях (лист О-40-VI). Свиты представлены в нижней части существенно терригенными породами: ритмичнослоистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с прослоями известняков, в верхней – терригенно-карбонатными. Это битуминозные известняки с прослоями известковистых сланцев и конгломератов. Мощность нерасчлененных свит колеблется в пределах 400–1200 м.

Койвенская, бийская, афонинская, воровьевская, ардатовская, муллинская свиты и терригенная толща нерасчлененные ( $D_{1-2}kv-t$ ) в таком сочетании выделяются по результатам буровых работ на разрезах и только в пределах Волго-Уральской структурно-фациальной мегаобласти. Отложения распространены достаточно широко, но мощность стратона не позволяет изобразить их индивидуально в масштабе карты. *Койвенская свита* сложена алевролитами, аргиллитами, глинистыми известняками и доломитами. В скв. 1 Гатуйской площади установлен фауни-

стический комплекс койвенского горизонта, в котором присутствуют: *Favosites goldifussi* Orb., *F. bijaensis* Sok., *Areophyllum typus* Mark., *Nuguschella polita* Tyazh. и др., *Retusotriletes aculeolatus* Tshibr., *R. Divulgatus* Tschibr., *R. communis* Naum., *R. communis* var. *modestus* Tshibr., *Hymenozonotriletes inassuetus* Tschibr., *Fcanthotriletes perpussilus* Naum. Мощность свиты – от 5 до 20 м, увеличивается на север в сторону Краснокамско-Чусовской палеовпадины. Бийская свита выполнена доломитизированными известняками, переходящими в доломиты, почти черными, битуминозно-глинистыми с включением тонкораспыленного пирита.

*Бийская свита* согласно залегает на койвенской свите. В районе городов Пермь и Кунгур [237] в ее основании залегают песчаники мелкозернистые с тонкой горизонтальной и косоволнистой слоистостью, с желваками и стяжениями пирита, с обугленным растительным детритом и мегаспорами *Acanthotriletes serratus* Naum., *Archaeodiscus pustulatus* Naum., *A. rugosus* Naum. Основная часть свиты представлена переслаивающимися аргиллитами и кварцевыми песчаниками. В скв. 31 Андреевской площади в муллинских слоях встречены прослой известняков и доломитов. Мощность пород живетского яруса колеблется от 0 до 41 м.

*Ардатовская свита*, по данным И. М. Синицина [52, 53], залегает со стратиграфическим несогласием на бийских отложениях или на размытой поверхности пород афонинской свиты. Отложения свиты имеют ограниченное распространение, резко изменчивую мощность и представлены преимущественно терригенными образованиями. Ардатовская свита сложена тремя пачками: нижней – базальной песчано-алевролитовой (пласт Д<sub>III</sub>, мощность 2–5 м); средней – карбонатной («средний» известняк мощностью до 8 м) и верхней – глинисто-мергелистой (мощностью 1–9 м). Возраст отложений подтверждается наличием табулят *Alveolites multiperforatus* Salee., брахиопод *Lingula miciformis* Mikr., *Emanuella subumbona* (Hall.) и др. Мощность ардатовских отложений – от 6 до 23 м. В основании муллинской свиты залегают песчаники, иногда замещающиеся глинистыми породами мощностью 2–8 м, вскрыты рядом скважин. Вышележащие слои под названием «черного известняка» представлены известковистыми алевролитами и аргиллитами мощностью 3–6 м и выделяются в разрезах по остаткам остракод *Bairdia aperta* Pol., *Cavellina* aff. *accurata* Pol. и др., спорам – *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum. Мощность муллинской свиты – от 7 до 22 м (скв. 14), инт. 2016–2038 м). Терригенная толща, отвечающая нижней части живета, ранее выделялась при ГДП-200 под названием старооскольской свиты или надгоризонта. Отложения толщи распространены практически повсеместно. Она представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Алевролиты и песчаники светло-серые, почти белые кварцевые, неравномерно глинистые. Песчаники мелкозернистые с тонкой горизонтальной и косоволнистой слоистостью, с желваками и стяжениями пирита, обугленным растительным детритом и мегаспорами: *Acanthotriletes impolitus* Naum., *Axonotriletes. extensus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Arohaedicus pustulatus* Naum., *A. retiformis* Naum., *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *A. meonacanthus* Naum., *A. basilaris* Naum. Руководящие споры старооскольского горизонта установлены несколькими скважинами на Чайкинской, Веслянской, Старцевской и Сивин-



ской площадях. В скв. 12 выделены мегаспоры *Pilloancorotriletes*, характерные для ардаатовских слоев. Общая мощность нерасчлененных отложений колеблется в пределах 80–200 м.

Чусовская, чеславская, пашийская и кыновская свиты нерасчлененные ( $D_2\acute{c}s-kn$ ). В Полудовско-Чусовском районе живетские отложения на геологической карте показаны нерасчлененными; они отвечают суммарному объему названных свит, распространены в таком сочетании только на севере листа О-40. К чусовской и чеславской свитам в бассейне р. Кадь 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 в это время существовал перерыв в осадконакоплении. Пашийская свита в бассейнах рек Сирья и Чикман представлена песчаниками светло-серыми до белых разнозернистыми, средне-мелкозернистыми, иногда с существенной примесью мелкого гравия. Мощность пашийской свиты в бассейне р. Сирья – 12–15 м, в бассейне р. Чикман – 100 м. Мощность пашийской свиты на р. Яйва с учетом недостающих ее самых верхних и нижних частей составляет 200–290 м. Кыновская свита на р. Ульвич образована темно-серыми (до черных), голубовато-серыми и зеленовато-темно-серыми глинистыми известняками различного состава и сложения: глинистыми, тонко-микрозернистыми, органогенно-обломочными. Из фауны руководящими являются: *Atrypa uralica* Nal., *Atrypa velikaya* Nal., *Uchtopirifer murchisonianus* (Vern.), *Disphyllum paschiense* (Soshk.), *Emanuella subumbona* (Hall); остракода *Uchtoia* sp. Стратон выполняют также (чаще в прослоях) мергели, алевролиты и аргиллиты. Верхняя граница кыновской свиты проводится в известняках по появлению в разрезе гониатитов доманиковского и мендымского возраста *Manticoceras ammon* (Keys.), *M. intumescens* (Beyr.). Вскрытая ее мощность на р. Сюзь составляет 13 м. Общая мощность нерасчлененных отложений живета достигает 290 м.

Лангурская и высотинская свиты объединенные ( $D_2ln+vs$ ) картируются ограниченно в Западно-Тагильской структурно-формационной зоне – в единственном небольшом тектоническом блоке у восточной рамки листа О-40-VI [37]. Отложения представлены темно-серыми и серыми часто битуминозными органогенными (амфипоровыми) и слоистыми известняками, в верхней части разреза – светло-серыми и розоватыми массивными; в основании – прослой глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Отмечается присутствие небольших линз бокситовидных глин, что свидетельствует о перерыве в осадконакоплении. Возраст обосновывается однозначно многочисленными находками на площади работ среднедевонских фаунистических остатков: *Amphipora ramosiense* Bogoyavl., *Actinostroma septatum* Lec., *Thamnopora nicholsoni* Frech., *Heliophyllum aiense* Soshk., а также эйфельских брахиопод: *Bornhardtina langurica* Khod. et M. Breiv., *Gypidula levilata* Khod. et M. Breiv., *Chascothyra tschernyschevi* Holz и конодонтов *Polygnathus costatus costatus* Klar. Мощность объединенных свит – 350–600 м.

Такатинская, вязовская, койвенская, бийская, афонинская, чусовская, чеславская, пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковская, золотихинская, губахинская и

лытвинская свиты объединенные ( $D_{1-3}tk-lt$ ). Как уже отмечалось выше, *такатинская свита* широко развита в основании палеозойского разреза Западно-Уральской мегазоны. Благодаря характерному и выдержанному составу отложения свиты являются маркирующим горизонтом. Представлена свита кварцевыми песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов. Песчаники в разрезе свиты преобладают, они светло-серые, желтовато-серые и зеленоватые крепкие, плотные, мелко- и среднезернистые. Мощность такатинской свиты колеблется от 0,4 м (р. Сылвица) до 190 м (р. Усьва).

*Вязовские отложения*, залегающие на терригенных осадках такатинской свиты, представлены известняками и доломитами, реже глинистыми известняками. Наиболее полный разрез вязовской свиты описан по р. Чусовая, ниже устья р. Сылвицы. Мощность вязовских отложений – 20–50 м. На вязовских известняках и доломитах согласно залегают глинистые известняки, реже – алевролиты и мергели койвенской свиты с обильной и разнообразной фауной. Мощность свиты – от первых метров до 30–35 м.

*Бийская свита* (р. Сирья) 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. Милицинной и Л. И. Лобурцевой (УГСЭ) из них определены *Favosites* sp. и *Supressocrinites*(?) ex gr. *gracilis* Goldf. 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 – 38 м.

*Афонинская свита* состоит из двух пачек. На бийских породах согласно залегают доломиты желтовато-серые мелкокристаллические микрополосчатые тонкоплитчатые, которые выше сменяются пачкой пестрых глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками и содержащих прослой черных горючих битуминозных сланцев. В известняках есть остатки пелеципод, остракод, брахиопод *Atrypa aspera* Schloth., *Spirifer subumbonus* Hall., *Sp. aculeatus* Schnur. Мощность нижней пачки – 23 м. Верхняя пачка выполнена известняками с очень тонкими прослоями горючих сланцев. Известняки темно- и светло-серые афанитовые толстослоистые, прослоями доломитизированные; плотные, крепкие, с выделениями битумов по трещинам, с остатками *Pholidostrophia* cf. *salairica* Pron., *Schizophoria striatula* Schloth., *Atrypa aspera* Schloth., *Spirifer* aff. *subumbonus* Hall. В горючих сланцах отмечены скопления тентакулитов *Tentaculites* sp., *Styliolina* sp. По данным Ю. И. Кузнецова, сланцы содержат споры *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum. и др. Мощность верхней пачки – 15,5 м. Общая мощность афонинских пород составляет 38,5 м.

*Чусовская свита* сложена переслаивающимися алевролитами, аргиллитами серыми и темно-серыми с прослоями песчаников мелкозернистых кварцевых темно-серых. В известняках определены: *Retusotriletes vorbjensis* (Naum.), *Hymenozonotriletes tichonovitchi* (Deshark), *Archaeozonotriletes pustulatus* Naum., *A. meonacanthus* Naum., *A. extensus* Naum., *A. comptus* Naum. Мощность подразделения – 16–29 м. Пашийская свита представлена песчаниками светло-серыми, темно-серыми среднезернистыми, реже крупнозернистыми; преобладают массивные, реже – среднеслоистые разности. Отложения свиты

перекрыты кыновскими образованиями и залегают на размытой поверхности афонинской свиты. Мощность – 10–34 м.

*Кыновская свита* образована глинисто-карбонатными породами: мергелями, глинистыми сланцами, глинистыми известняками желтовато-серого и зеленовато-серого цвета с многочисленными кораллами, брахиоподами, пеллециподами. Мощность кыновской свиты – 10–35 м. Далее разрез наращивается известняками и доломитами с прослоями глинистых и глинисто-битуминозных сланцев, отвечающими саргаевской и доманиковой свитам. Известняки от светло-серых до темно-серых афанитовые и мелкозернистые битуминозные; доломиты темно-коричневато-серые, реже светло-серые битуминозные плотные, массивные и толстоплитчатые. В известняках встречены: *Amphipora uchtensis* Riab., *Disphyllum paschiense* (Soshk.), *Leiorhynchus cf. domanicensis* Mark., *Hypothyridina semilukiana* Hal. и др. Из гониатитов присутствует *Gephyroceras uralicum* Holz. Мощность отложений – до 60 м. Золотихинская свита, представленная депрессионным типом разреза, изучена в опорных разрезах по р. Косьва и по керну скважин. Это известняки темно-серые битуминозные с прослоями аргиллитов и кремней; характерна тонкая слоистость. Мощность – до 250 м. Общая мощность комплекса объединенных отложений – до 800 м.

Койвенская, бийская, афонинская, воробьевская, ардамовская, муллинская, пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая, мендымская, воронежская, евлановская, и ливенская свиты объединенные ( $D_{1-3} kv \div lv$ ). Этот объединенный стратон показан только на геологическом разрезе  $B_1-B_4$ ; он занимает восточную часть платформы и Предуральский краевой палеопргоиб (Камско-Уфимская подобласть Камско-Бельской СФЦО). Девонские отложения здесь залегают с резким угловым и азимутальным несогласием на вендских образованиях. Краткая характеристика объединенных свит по данным буровых работ приводится ниже.

*Койвенская свита* в нижней части представлена светло-серыми, зеленоватыми алевролитами и песчаниками с прослоями аргиллитов. Подошва ее проводится по смене полимиктовых терригенных пород венда кварцевыми песчаниками основания койвенской свиты, базальные слои которой некоторыми авторами назывались «краснослудской свитой». Выше псаммитов залегают карбонатная пачка, которая сложена известняками серыми, светло- и темно-серыми с зеленоватым и коричневатым оттенками, неравномерно глинистыми, микро- и тонкозернистыми с детритом, участками органогенно-детритовыми, с прослоями известковистых аргиллитов, мергелей. На границе пачек залегают маломощный пласт, образованный оолитовыми железными рудами доломит-шамозитового и шамозит-сидеритового составов, что может свидетельствовать о возможном перерыве в осадконакоплении. Мощность свиты – от 5 до 20 м.

*Бийская свита* сложена доломитизированными известняками, переходящими в доломиты, почти черными битуминозно-глинистыми, с включением тонкораспыленного пирита. Она согласно залегают на койвенской свите; мощность ее – до 37 м.

*Афонинская свита* распространена неравномерно и сложена известняками с прослоями доломитов, известковистых аргиллитов, мергелей и кремней, в которых обнаружены характерные для этого уровня комплексы брахиопод, остракод и конодонтов; мощность ее – до 15 м.

*Воробьевская свита* со стратиграфическим несогласием залегает на бийской или койвенской свитах, либо сразу на породах венда; представлена аргиллитами хлорит-каолининовыми и каолинит-гидрослюдистыми с гнездами, линзами оолитовых железных руд. В окрестностях городов Пермь и Кунгур [237] в ее основании залегают мелкозернистые песчаники с тонкой горизонтальной и косо волнистой слоистостью, с желваками и стяжениями пирита, с обугленным растительным детритом и мегаспорами: *Acantotriletes serratus* Naum., *Archaediscus pustulatus* Naum., *A. rugosus* Naum. Мощность свиты колеблется от 0 до 41 м и более. Ардатовская свита выполнена известняками, аргиллитами и мергелями. В нижней, базальной части разреза развиты песчаники и алевролиты мощностью до 9 м. Отложения свиты имеют ограниченное распространение, резко изменчивую мощность и представлены преимущественно терригенными образованиями [52, 53]. В глинах М. Ф. Микрюковым определены брахиоподы: *Lingula miciformis* Mikr., *Atrypa desquamata* Sow., а А. А. Рождественской – остракоды *Bairdia plicatula* Pol. и др. Общая мощность свиты – до 23 м. Муллинская свита сложена известковистыми алевролитами и аргиллитами и выделяется в разрезах по остаткам остракод *Bairdia aperta* Pol., *Cavellina* aff. *accurata* Pol. и др., спорам – *Archaeozotriletes micromanifestus* Naum. В ее основании залегают песчаники, иногда замещающиеся глинистыми породами. Мощность муллинской свиты – от 7 до 22 м. Ранее воробьевская, ардатовская и муллинская свиты в ранге слоев или горизонтов входили в состав старооскольской свиты [47, 48] или надгоризонта [35, 38, 42, 48]. В юго-западной части территории старооскольской свиты соответствовала терригенная толща [45].

*Пашийская свита* залегает на размытой поверхности бийской и афонинской свит. Она представлена кварцевыми песчаниками и алевролитами. Песчаники светло-серые кварцевые мелкозернистые с пашийским комплексом спор, среди которых доминируют: *Archaeozotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes monoloris* Puch., *H. trisulcus* Puch. В юго-западной части территории листа О-40-XXII в скважинах 1 и 6 Тартинской площади определен пашийско-кыновский комплекс мегаспор с доминантами *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum., *Archaeozotriletes rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum.

*Кыновская свита* распространена достаточно широко; с нижележащими пашийскими отложениями связана постепенным переходом. Разрез сложен преимущественно глинистыми породами, реже песчаниками и алевролитами. Они не выдержаны по мощности, составу и стратиграфической полноте. Наиболее полный разрез свиты вскрыт на юго-востоке листа О-40-XXXI (скв. 14 Орьбашская). Здесь она выполнена переслаивающимися псаммитами, глинистыми и карбонатными породами мощностью 32 м. Они залегают на пашийских песчаниках и начинаются пачкой зеленых и шоколадно-коричневых аргиллитов с *Lingula loewinsoni* Ven., а также крупными спорами: *Archaeotriletes fidus* Naum., *Archaeozonotriletes nalivkini* Naum., *A. notatus*

Naum. и другими видами. В 6 м от кровли горизонта фиксируются зеленовато-серые известняки с брахиоподами *Atrypa tenuisulcata* Vern., *A. uralica* Nal., *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern., и др. Этот «среднекыновский известняк», вскрытый всеми разведочными скважинами описываемой площади, является опорным репером (маркирующий горизонт – Д<sub>кын</sub>) при составлении структурных карт. Из верхнего карбонатного слоя («верхнекыновский известняк»), лежащего в кровле кыновской свиты, А. П. Тяжевой определены брахиоподы *Hypothyridina* cf. *semilukiana* Nal. и *Cyrtospirifer* aff. *murchisonianus* Vern., характерные для подобных пород в опорных их разрезах (город Туймазы, п.г.т. Шаран и др.). Мощность кыновской свиты составляет 20–30 м, сокращаясь до 12 м в сторону Башкирского свода.

*Саргаевская свита* имеет повсеместное распространение, залегает согласно на кыновских зеленовато-серых алевролитах и песчаниках. Нижняя ее граница, кроме того, устанавливается по смене фауны. По данным З. А. Леоновой [42], таксон сложен карбонатными породами; в западной части листа развиты известняки, в восточной преобладают доломиты. В депрессионном типе разреза известняки вмещают тонкие прослои мергелей и битуминозно-известняковых сланцев. Характерный комплекс фауны, определенный в скважинах, – *Evlania prava* (Tschuv.), *Pagacardium doris* Hall., *Hypothyridina calva* Mark., *Anatrypa timanica* Mark., *Striatochonetes menneri* (Ljasch.), *Mucrospirifer menneri* (Ljasch.). Мощность саргаевской свиты – 19–42 м. Доманиковская свита связана с ней постепенным переходом. Представлена темноокрашенными битуминозными пиритизированными известняками с подчиненными прослоями черных биуминозных сланцев, мергелей и доломитов; комплекс фауны зон *Gephyroceras uchtense* и *Cyrtospirifer disjunctus*. Ее нижняя граница уверенно проводится либо по смене органических остатков, либо по каротажным диаграммам (в подошве «доманиковского электрорепера»). Мощность свиты – от 3 до 55 м.

*Мендымская свита* в «межрифовом» типе разреза сложена битуминозными известняками, в различной степени окремненными, с прослоями битуминозных сланцев и линзами кремней; слоистость в последних очень тонкая. Из органических остатков в подобных разрезах присутствуют редкие кораллы, конодонты, трилобиты, остракоды, брахиоподы, членики криноидей, а мощность таких отложений составляет 31–69 м. «Рифовый» тип разреза мендымской свиты представлен серыми (до почти белых) доломитизированными органично-детритовыми известняками и вторичными доломитами. Из органических остатков присутствуют строматопоры, кораллы, остракоды, гастроподы, пелециподы. Среди них определены *Atrypa posturalica* Mark., *Leiorhynchus biplikatus* Nal., *L. quadricostatus* Van., *Striatochonetes baschkiricus* Ljasch. Мощность свиты в «рифовом» типе разреза составляет 9–63 м.

*Воронежская, евлановская и ливенская свиты* ранее картировались как одноименные горизонты или «толщи»; в рифовой фации они объединялись в аскинскую свиту [237]. Их разрез соответствует гребневой части рифа и представлен светло-серыми, почти белыми органично-детритовыми тонкослоистыми известняками с богатыми органическими остатками – строматопорами, кораллами, остракодами, гастроподами, брахиоподами, криноидеями, водорослями и т. д. Известняки нередко пропитаны нефтью, битумом,

содержат выделения кальцита. Мощность объединенного стратона – до 900 м.

Пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковская, мендымская, воронежская, евлановская и ливенская свиты объединенные ( $D_{2-3}p\check{s}\div lv$ ) в данном сочетании распространены в Камско-Уфимской подобласти Камско-Бельской СФЦО и изучены только бурением. Нижняя граница объединенных отложений литологически выражена отчетливо, кроме того подтверждается комплексом мегаспор, а также каротажом (кровля «вендского электрорепера» в случае залегания пашийских отложений непосредственно на породах венда). В основании разреза на размытой поверхности различных живетских свит залегает пачка существенно терригенных пород с пашийским, кыновским либо пашийско-кыновским комплексом мегаспор.

*Пашийская свита* представлена в основном светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами (Попова, 1991); в комплексе спор доминируют *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes monoloris* Puch., *H. trisulcus* Puch. Мощность свиты – 5–40 м.

*Кыновская свита* сложена преимущественно глинистыми породами, содержащими одноименный комплекс спор, реже песчаниками и алевролитами с тремя прослоями известняков: в основании, в средней части и в кровле. Она залегает согласно на пашийских отложениях, лишь в ряде скважин Чекурской площади – на муллинской свите. Из терригенных пород выделены и определены: *Lingula mikrjukovi* Evd., *L. petrnevae* Batr., *L. kinelensis* Batr., *L. rotundila* Batr., *L. ninae* Batr. Фауну «карбонатной» пачки представляют *Lingula rectangularis* Ljasch., *L. parva* Batr., *Schizophoria ivanovi* (Tschern.), *Atrypa tatarica* Ljasch., *A. uralica* Nal., *Emanuella striatula* L. и другие формы. В скв. 22 Чайкинской площади на юго-востоке листа О-40-XXVII определены кыновские формы: *Hypothyridina* cf. *praesemilukiana* Ljasch., *Atrypa tatarica* Ljasch., *A. velikaja* Nal., *Athyris uchtensis* Ljasch. К терригенным породам пашийской и кыновской свит на изученной площади приурочены промышленные месторождения нефти: Чураковское, Сосновское, Кулигинское, Сыповское, Чайкинское и др. [237]. Мощность кыновской свиты – 20–30 м, в сумме с пашийской свитой она составляет от 30 до 60 м.

*Саргаевские отложения*, по данным Т. Н. Поповой (1991 г.), группируются в два фациальных типа: органогенно-биостромовый и мелководно-морской (межрифовый). Первый представлен рифогенными серыми, темно-серыми, светло-серыми известняками в южных разрезах – доломитизированными, переходящими во вторичные доломиты; сверху они вмещают прослой битуминозных известняков и сланцев с богатым фаунистическим комплексом саргаевского горизонта (Батырбинский риф и др.). Здесь мощность свиты – до 22 м. В разрезах скважин Горская-50, Рождественская-41, Батуйская-3 определены *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Bach, *Lingula subparallela* Sandb., *Striatochonetes* ex gr. *setigera* (Hall.), *Timanuella raristriata* Ljasch., *Nodosinella tataristanica* Antr. и другие виды. Отложения мелководно-морского (межрифового) типа имеют мощность 5–9 м, распространены на большей части территории листа и приурочены к прогибам Камско-Кинельской системы. Они сложены серыми (прослоями черными) битуминозными окремненными известняками с

прослоями известково-битуминозных сланцев. Нижняя граница саргаевской свиты в большинстве скважин фаунистически охарактеризована, на каротажных диаграммах совпадает с кровлей «кыновского электрорепера»; мощность ее – 4–22 м.

*Доманиковая свита* связана с нижележащими саргаевскими постепенным переходом. Представлена темноокрашенными битуминозными, пиритизированными известняками с подчиненными прослоями черных битуминозных сланцев, мергелей и доломитов, содержащих фауну зоны *Gephyroceras uchtense* и *Cyrtospirifer disjunctus*. Ее нижняя граница проводится либо по смене комплекса органических остатков, либо по каротажным диаграммам (подошва «доманикового электрорепера»). Мощность свиты – 5–68 м. Выше лежащие отложения залегают без перерыва на доманиковых породах (Денисов, 1991). В их составе выделяют мендымскую свиту и обычно нерасчленяемые воронежскую, евлановскую и ливенскую свиты. По литологическим особенностям и палеонтологической характеристике разрезы верхнефранского подъяруса относятся к трем типам: рифовому (сводовому), рифово-склоновому (бортовому) и межрифовому (депресссионному).

*Мендымская свита* в межрифовом типе разреза сложена известняками, в различной степени окремненными, битуминозными с пластами тонкослоистых битуминозных сланцев и кремней. Из органических остатков здесь присутствуют редкие кораллы, конодонты, трилобиты, остракоды, брахиоподы, членики криноидей. Мощность «межрифовой» мендымской свиты составляет 31–69 м. Рифовый тип ее разрезов образован доломитизированными органо-генно-детритовыми известняками и вторичными доломитами. Известняки серые, иногда почти белые. Из органических остатков в них присутствуют строматопоры, кораллы, остракоды, гастроподы, пеллециподы, среди которых определены *Atrypa posturalica* Mark., *Leiorhynchus biplikatus* Nal., *L. quadricostatus* Van., *Striatochonetes baschkiricus* Ljasch. Мощность свиты «такого типа» составляет 9–63 м. Разрез нерасчлененных воронежской, евлановской и ливенской свит соответствует гребневой части рифа и представлен светло-серыми, почти белыми тонкослоистыми органо-генно-детритовыми известняками с богатыми органическими остатками (строматопоры, кораллы, остракоды, гастроподы, брахиоподы, криноидеи, водоросли и др.), нередко пропитанные нефтью, битумом, содержащими выделения кальцита. Общая мощность этих свит, по данным З. А. Леоновой, – 3–182 м. «Рифово-склоновые» разрезы ранее сопоставлялись с барминской свитой; они вскрыты скважинами Ёлкинская-43, Калининская-3, Ергачинская-91, скв. 1 Мазунинской площади. Обычно представлены известняками, в различной степени битуминозными и доломитизированными (до вторичных доломитов) с подчиненными прослоями битуминозных сланцев. Мощность подобных разрезов – 9–30 м, редко достигает 80 м. Общая мощность всех объединенных свит – до 600 м.

Пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая, золотихинская, губахинская и литвинская свиты объединены ( $D_{2-3p\dot{s}-lt}$ ). Это подразделение характеризует Михайловско-Вайгачскую подзону Бельско-Елецкой СФЗ; оно выделяется только на севере листа, в автохтоне Осевого надвига. Его слагают преимущественно пелитоморфные и глинистые известняки с прослоями органо-генно-детритовых разностей; в

нижней части фиксируются кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями мергелей. Более детально указанные свиты описаны выше. Мощность объединенного стратона 300–450 м.

Корсаковская свита ( $D_{2-3kr}$ ) была выделена В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым из состава «бардымского комплекса» [134] и получила название по р. Корсаковка – левому притоку р. Бардым; принадлежит к Бардымской подзоне. Ранее эти отложения относились к верхнему ордовику–нижнему силуру, отдельными авторами картировались как «терригенно-кремнистые образования нижнего эйфеля». Свита прослеживается узкой (шириной до 1 км) близмеридиональной полосой вдоль западного склона Бардымского хребта от горы Орлова на севере до широты пос. Аракаево на юге; слагает западную часть Бардымско-Нязепетровского аллохтона. Подошва ее здесь непосредственно не наблюдалась. На западе корсаковская свита по взбросо-надвику контактирует с карбонатными отложениями нижнего девона, на востоке тектонически (по надвику) перекрывается плоскокаменной свитой. В опорных разрезах (левобережные обрывы р. Бардым в 1,5–2 км выше устья и в излучине р. Серга) обнажаются черные тонкополосчатые фтаниты, реже силициты красновато-бурого, зеленовато-серого и белого цвета с тонкими прослоями углеродистых аргиллитов и алевролитов, а также кремнистых брекчий. В самых низах разреза (у северного края излучины р. Серга) В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым обнаружены конодонты *Polygnathus* sp., не позволяющие уверенно судить о возрасте. В 7 км южнее в пробе, отобранной нами в низах свиты, В. А. Аристовым определен тот же *Polygnathus* sp., по его заключению «средне-верхнедевонского облика». Конодонты, выделенные В. Н. Пучковым и К. С. Ивановым из кремнистых пород выше по разрезу (южный край излучины р. Серга), в т. ч. *Ancyrodella* cf. *rotundiloba* (Bryant.), указывают на уровень саргаевского горизонта. Мощность корсаковской свиты – 300–600 м.

Мендымская и аскынская свиты нерасчлененные ( $D_{3mn-as}$ ) локализованы в Белокатайском районе [310] Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Представлены слоистыми, реже массивными глинистыми и пелитоморфными известняками, узкая полоса выходов которых протягивается вдоль правобережья р. Чусовая от северной границы района до низовьев р. Бол. Шишим, а затем резко поворачивает к югу, прослеживаясь до окрестностей пос. Первомайский. Эти известняки согласно залегают на подстилающей доманиковой свите. Н. Я. Анцыгиным [4] они изучались в разрезах Сулём и Афонины Брови бассейна р. Чусовая. Литологически и фациально разрезы подразделяются на «брахиоподовые» (существенно известняковые с редкими маломощными прослоями глинистых сланцев) и «гониятиновые» (карбонатно-сланцевые). Палеонтологические остатки представлены брахиоподами, редкими ругозами, двустворками, криноидеями, мелкими гониятинами и конодонтами. Среди последних определены *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Ancyrognathus triangularis* Youngquist, *Palmatolepis* cf. *foliacea* Youngquist, *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa.* cf. *jamieae* Ziegler et Sandberg, *Pa. gigas gigas* Miller et Youngquist, *Pa. plana* Ziegler et Sandberg, *Pa. semichatovae* Ovnatanova и др. Появление *Pa. semichatovae*, характерного для зоны «ранняя thenana» стандартной шкалы, позволяет относить эти отло-



жения к мендымскому горизонту. Нижней части аскынского горизонта соответствует пачка темно-серых толсто- и среднеплитчатых доломитов с прослоями доломитизированных известняков, глинистых и известково-глинистых сланцев. В известняках найдены конодонты *Palmatolepis hassi* Muller et Mutter, *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. gigas paragigas* Sandberg et Ziegler, *Pa. foliacea* Youngquist, *Pa. jamieae* Ziegler et Sandberg. Выше доломитовой пачки залегают серые и темно-серые разноплитчатые известняки с прослоями глинистых и известково-глинистых сланцев и линзами черных кремней. В известняках определены конодонты *Ancyrodella ioides* Ziegler, *Palmatolepis foliacea* Youngquist, *Pa. hassi* Muller et Muller, *Pa. juntianensis* Han., *Pa. gigas extensa* Ziegler et Sandberg, *Pa. rhenana rhenana* Bischoff, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova и др. Все приведенные комплексы конодонтов соответствуют зоне «поздняя rhenana–linguiformis» («верхняя gigas»). В «Сергинском ареале» описываемые отложения сохранились только на небольшом участке (левобережье р. Серга восточнее Нижнесергинского пруда), где скважинами вскрыты темно-серые (до почти черных) известняки, с большим стратиграфическим перерывом залегающие на нижнедевонских отложениях. Средне-позднефранкий их возраст определен по комплексу фораминифер. Непосредственно выше перерыва отмечались горизонты с бокситами (Атигское проявление). Вскрытая мощность разреза здесь – до 50 м. Общая мощность нерасчлененного стратона – до 160 м.

Саргаевская, доманиковская, золотихинская, губахинская и лытвинская свиты объединенные ( $D_{3sr÷lt}$ ). Объединенные подразделения верхнего девона картируются в Полюдовско-Чусовском районе в бассейнах рек Молмыс, Сирья, Ульвич, Кадь, Чикман [36]. На р. Сирья в нижней части они представлены серыми и темно-серыми массивными мелкозернистыми сильно трещиноватыми доломитами. Выше залегают серые тонкозернистые или мелкогустковые массивные известняки с редкими однокамерными фораминиферами и остракодами. В сферо-густковых известняках найдены фораминиферы *Archaesphaera grandis* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. paulis* Byk., *Paracaligella* sp., *Eogeinitzina devonica* Lip. и водоросли *Shuguria*, *Izhella*, характерные для франа-фамена. Мощность отложений закономерно увеличивается в северном направлении: от 25 м на р. Кадь до 320 м в бассейнах рек Молмыс и Ульвич. Общая мощность верхнего девона здесь составляет 89–330 м. «Сводовые» и «бортовые» фации изучены в опорных разрезах р. Чаньва [39] и по керну скважин. Породы представлены светло-серыми толстослоистыми массивными рифогенными известняками и доломитами с прослоями оолитовых и органогенно-детритовых разностей. Комплекс фауны представлен *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. tuberculata* Lip., *P. paulis* Byk., *P. devonica* Viss., *P. paracushmani* Reitl., *Radiosphaera contracta* Reitl., *R. basilica* Reitl., *Asterosphaera pulchra* Reitl., *Archaesphaera minima* Sul., *Eovoluntina elementa* Antr., *Bisphaera irregularis* Bir., *B. concavitas* Viss., *Rauserina notata* Antr.; *Leorhynchus uchtensis* Ljasch. В верхней части разреза определены *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. kobeitusana* (Raus.); *Spinulicosta nigra* (Cors.), *Linoproductus praelaevicostus* Krest. et Karp., *Fusella tornacensis* (Kon.), *Rugosochonetes malevkensis* Sok.,

*Healdinella punctata* Posn., *Lingula kosvensis* Nal., *Hypothyridina cuboids* (Sow.), а также споры *Hymenozonotriletes*, *Leiotriletes* и *Retusotriletes*.

Мощность объединенного стратона – до 400 м.

## ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Все три подразделения с «переходным» возрастом выделяются в Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ.

Серебрянская толща ( $D_3-C_3sb$ ) распространена в Полудовско-Чусовском районе; охватывает верхи фамена и низы турне. Она представлена микрослоистыми силицитами, спонголитами, пелитоморфными сгустковыми и глинистыми известняками, участками доломитизированными и окремненными, с фауной фораминифер, брахиопод и кораллов. Мощность толщи – до 450 м.

Серебрянская и тюбелясская толщи объединенные ( $D_3-C_3sb+tb$ ) распространены в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны; первая из них описана выше. Тюбелясская толща, завершающая разрез объединенных отложений, представлена часто окремненными глинистыми и песчанистыми известняками; мергелями, известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Присутствуют фораминиферы гумеровского, малевского, упинского, черепетского, кизеловского, косьвинского, пестерьковского, ильчского и дружининского горизонтов. Мощность тюбелясской толщи – более 400 м. Общая мощность объединенных толщ достигает 1100 м.

Серебрянская толща, западноуральская свита, ладейнинская, бражкинская, кременская, мортукская и глинисто-карбонатная толщи объединенные ( $D_3-C_3sb+gc$ ) картируется в Полудовско-Чусовском районе Михайловско-Вайгачской подзоны.

*Серебрянская толща* распространена довольно широко в южной части территории. Представлена она главным образом известняками (нередко доломитизированными) и доломитами с тонкими прослоями парасланцев и кремней; мощность отложений – 250–290 м, реже – до 450 м.

*Западноуральская свита* соответствует косьвинскому, радаевскому, бобриковскому и нижней части тульского горизонта с общей мощностью 90–210 м. Отложения развиты на р. Яйва (ниже устья р. Леневка), на реках Кадь, Самара, Чикман. Восточнее свита участвует в строении Староуткинской структуры и Безгодовско-Пашийской синклинали, где представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями известняков, доломитов, каменных углей. Характерно резкое снижение угленосности и увеличение роли карбонатных прослоев с запада на восток, что свидетельствует об углублении палеобассейна в этом же направлении.

*Ладейнинская толща* отвечает тульскому (верхняя часть), алексинскому, михайловскому и веневскому горизонтам, стратотипы которых находятся возле горы Губаха в обнажениях по р. Косьва [39]. Сложена она темно-

серыми неслоистыми мелко- и тонкозернистыми или детритовыми битуминозными известняками с остатками фораминифер, остракод, брахиопод, криноидей, водорослей. Породы часто доломитизированы, пронизаны мелкой сеткой кальцитовых прожилков, особенно густой в верхней части. Фауна имеет в целом плохую сохранность, определены брахиоподы *Megachonetes zimmermanni* (Раек.), *Paeckelmania polita* МСoy, *Semiplanus cf. tulensis* Kal., *Gigantoproductus* sp., *Strophomenida*.

*Бражжинская толща*, сопоставляемая с тремя горизонтами (косогорским, протвинским и староуткинским), представлена белыми и светло-серыми сахаровидными массивными известняками (часто строматолитовыми) с прослоями известняковых конглобрекчий, а также светло-серыми реликтивно-органогенными массивными пористо-кавернозными доломитами, преобладающими в нижней части стратона. Общая мощность ладейнинской и бражжинской толщ в разрезе Четыре Брата составляет 414,5 м.

*Кременская толща* охватывает башкирский и московский ярусы [39]; в ее составе отсутствуют сюранский горизонт и часть акавасского горизонта. Нижняя часть толщи сложена коричневато-серыми водорослевыми и строматолитовыми известняками с прослоями известняковых брекчий; из органических остатков характерны *Donezella lutugini* Masl., *Ungdarella uralica* Masl.; *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. antiqua posterior* Saf., *Ps. antiqua grandis* Schlyk., *Ps. paracompressa* Saf., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Aljutovella tikhonovichi* (Raus.); *Choristites pseudobisulcatus* (Rot.), *Choristites bisulcatiformis* Semich. Верхняя ее часть выполнена серыми и темно-серыми водорослево-фораминиферовыми известняками с пачками переслаивания известковых аргиллитов и глинистых известняков. Мощность таксона – 120–260 м.

*Мортукская толща* представлена главным образом серыми мелкозернистыми (слабо доломитизированными), иногда криноидно-фораминиферовыми известняками с остатками брахиопод и мшанок. Здесь определены характерные для верхнего карбона *Pseudofusulinella pulchra* (Raus et Bel.), *P. ex gr. usvae* (Dutk.), *P. cf. eopulchra* Raus., *Ozawainella angusta* Col. Она картируется в пределах Исаковской и Усть-Койвенской синклиналей [43]. Толща сопоставляется с кривякинским, хамовническим и дорогомилловским горизонтами касимовского яруса, добрянтинским, павловопосадским, ногинским и мелеховским горизонтами гжельского яруса; согласно перекрывается уткинской свитой. Верхняя граница мортукской толщи имеет скользящий характер, что связано с «накатыванием» (и омоложением) барьерных рифов с востока на запад при образовании Предуральского краевого палеопрогиба. Помимо известняков в отдельных разрезах заметную роль играют светло-серые реликтивно-палеоаплизиновые доломиты однородные или толстослоистые, нередко пористо-кавернозные, в верхней части постепенно замещающиеся серыми, темно-коричневато-серыми тонко- и микрозернистыми тонкослоистыми известняками (участками глинистыми) с редкими желваками кремней. В пачках, сопоставляемых с добрянтинским горизонтом, установлены обильные фораминиферы зоны Rauserites (*Triticites*) *stuckenbergi*. Мощность мортукской толщи – 100–220 м.

Венчающая описываемое подразделение *глинисто-карбонатная толща* распространена ограниченно; сложена известняками, доломитовыми известняками, доломитами, известковистыми аргиллитами с прослоями алевролитов, мергелей; мощность ее – до 400 м. Общая мощность объединенных отложений – до 1800 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Стратоны, относящиеся только к карбону, представлены всеми тремя отделами системы и распространены на значительной территории листа О-40. В платформенной части и Предуральском краевом палеопрогриве они перекрываются пермскими отложениями, а в Уральской складчатой системе выходят на поверхность. На значительной части территории прослеживаются предвизейский и предбашкирский региональные стратиграфические перерывы.

Кынская толща (С<sub>кп</sub>) развита в Полудовско-Чусовском районе; наиболее изученный ее разрез вскрывается на р. Чусовая, выше устья р. Семёновка [43]. Здесь на лютвинской свите фамена залегают серые, темно-серые, буроватые известняки с фауной мелких брахиопод, редких энкринитов, микроскопических остракод, криноидей, многочисленных фораминифер. Объем кынской толщи в приведенном разрезе (мощностью 105 м) соответствует малевскому, упинскому, черепетскому и кизеловскому горизонтам региональной стратиграфической шкалы. По условиям осадконакопления толща отвечает фациям мелководного моря и солоноводных лагун. Отложения изучены в опорных разрезах р. Чаньва и по керну скважин [39]; они характеризуют «сводовые» и «бортовые» типы, представлены серыми органо-генными (преимущественно водорослевыми) массивно-слоистыми сгустковыми, иногда органо-генно-обломочными известняками с редкими прослоями доломитов. Мощность – до 400 м. Для нижней части толщи характерны *Bisphaera elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Tournayella discoidea* Dain., *Chernyshinella crassithea* Lip.; *Fusella tornacensis* (Kon.), *Camarotoechia panderi* (Dem. et Moell.), *Paulonia ranovens* (Peetz.); споры *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo, *L. cuwatus* Naum., *Archaeozonotriletes mischkinensis* Byvsch., *Leiotriletes minutissimus* Naum. Верхняя ее часть характеризуется *Septabrungiina krainica* (Lip.), *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Endothyra latispinalis* Lip., *Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* (Lip.), *Palaeochoristites cinctus* (Keys.); *Lingula kosvensis* Nal., *L. vilvensis* Nal., *Orbiculoidea sampsoni* Mill., *Bairdia confragosa* Sam. et Sm.

Алатауская свита (С<sub>ал</sub>) относится к Полудовско-Чусовскому району Михайловско-Вайгачской подзоны. Выделена Д. В. Наливкиным в 1937 г. на западном склоне Южного Урала и характеризует образования депрессий. Представлена темно-серыми битуминозными, иногда окремненными известняками с прослоями аргиллитов и линзами кремней. В верхней части – известняки коричневато-серые, в прослоях, кроме аргиллитов, встречаются алевролиты, реже кварцевые песчаники. В нижней части разреза определены *Bisphaera elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Chernyshinella glomiformis* (Lip);

*Fusella tornacensis* (Kon.), *Camarotoechia panderi* (Dem. et Moell.), *Paulonia ranovensis* (Peetz.) и др.; споры: *Lophozonotriletes malevkensis* Kedo, *L. cuwatus* Naum., *Archaeozonotriletes mischkinensis* Byvsch., *Leiotriletes minutissimus* Naum.; в верхней – *Tournayella discoidea* Dain, *Endothyra inflata* Lip.; *Syringopora gracilis* (Keys.); *Levitusia hyperborea* (Nal), *Pustula pixidiformis* (Kon), *Podtscheremia ivanovi* (Nal), *Palaeochoristites cinctus* (Keys.); *Girvanella minuta* Weth, *Kamaena delicata* Antr.; *Eurizonotriletes megalothelis* (Waltz), *Hymenozonotriletes multiplicabilis* Kedo. Мощность свиты – 120–400 м.

Кадынская толща (C<sub>7kd</sub>) в наиболее полных выходах наблюдается на правом берегу р. Яйва, в среднем течении р. Кадь и в бассейне р. Чикман (Полудовско-Чусовской район Михайловско-Вайгачской подзоны). Нижняя граница кадынской толщи принята в основании зоны *Siphonodella sulcata*, верхняя – по подошве косьвинского горизонта с фауной *Dainella elegantula* Brazhn. форма *evoluta*, *Endothyra similis* Raus. et Reitl. Основным объемом в строении кадынской толщи составляют алевролиты, в значительно меньшей степени присутствуют аргиллиты, приуроченные к нижней части толщи, и кварцевые песчаники, тяготеющие к верхней части разреза. Мощность стратона на р. Яйва – 450–550 м, на р. Кадь – 390–460 м. В бассейне р. Чикман толща представлена терригенно-карбонатным типом разреза.

Нижняя часть ее (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 лытвинский возраст этих пород; верхняя часть отнесена к гумеровскому горизонту. Мощность подразделения на р. Чикман составляет 10–15 м.

Средняя часть разреза отвечает калаповскому и косоречинскому горизонтам, имеет кремнисто-алевролитно-аргиллитовый состав с редкими маломощными прослоями песчаников; мощность – 10–15 м.

Верхняя часть толщи (сопоставляется с кизеловским горизонтом) представлена темно-серыми тонко- и мелкозернистыми слоистыми и массивными, часто окремненными известняками с желваками кремней, с доломитизированными прослоями, с остатками фораминифер, остракод, криноидей, редко брахиопод, иногда водорослей. Из фораминифер, характеризующих кизеловский горизонт, здесь определены *Tournayella ex gr. gigantea* Lip., *T. vespaeformis* Mal., *Spinoendothyra inflata* (Lip.), *sp. ex gr. recta* (Lip.), *Endothyra elegia* Mal и многие другие. Мощность этой части разреза – около 70 м. Общая мощность кадынской толщи в бассейне р. Чикман изменяется от 120 до 235 м.

В соответствии с Уральской сериной легендой, мощность кадынской толщи принимается 150–550 м.

Тюбелясская толща (C<sub>7tb</sub>) распространена ограниченно в пределах Уфимско-Дружининско-Чусовской зоны линейных складок в ядрах антиклиналей [310]. Ее выходы прослеживаются вдоль долины р. Чусовая от северной границы района до с. Новое Село; далее на юг до пос. Дружинино толща обнажена в виде нескольких параллельных полос меридионального простиранья, слагает крылья отдельных антиклиналей. Стратон представлен

карбонатными, терригенно-карбонатными и терригенными породами и повсеместно связан постепенным переходом с подстилающими и перекрывающими образованиями. Полные разрезы толщи из-за плохой обнаженности не наблюдались; отдельные фрагменты лучше всего изучены на юге ее распространения, в окрестностях поселков Дружинино, Первомайское, Новоуткинск, Нижнее Село, Трека, Староуткинск. Мощность тюбелянской толщи достигает 400 м.

Кынская толща, западноуральская свита, ладейнинская и бражкинская толщи объединенные (С<sub>4</sub>кп-бр) выделяется в Полюдовско-Чусовском районе, развиты ограниченно. *Кынская толща* представлена серыми, темно-серыми, буроватыми органогенными (часто водорослевыми) массивно-слоистыми сгустковыми, иногда органогенно-обломочными известняками с редкими прослоями доломитов; мощность – до 400 м. Более детально толща описана выше.

*Западноуральская свита*, выделенная Д. В. Наливкиным в 1948 г. на западном склоне Урала, соответствует косьвинскому, радаевскому, бобриковскому и нижней части тульского горизонтам [39]. Отложения наблюдаются на реках Яйва, Кадь, Самара, Чикман где имеют незначительную мощность. Восточнее свита распространена в пределах Староуткинской структуры и Безгодовско-Пашийской синклинали; там она представлена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями известняков, доломитов, каменных углей. Характерно резкое снижение угленосности и увеличение роли карбонатных прослоев с запада на восток, что свидетельствует об углублении палеобассейна в этом же направлении. Мощность свиты – 90–210 м.

*Ладейнинская толща* отвечает тульскому (верхняя часть), алексинскому, михайловскому и веневскому горизонтам [36]. На востоке она контактирует по разлому с верхним девоном, на западе – с бражкинской толщей; сложена битуминозными известняками темно-серыми неслоистыми мелко- и тонкозернистыми, иногда детритовыми, с остатками фораминифер, остракод, брахиопод, криноидей, водорослей. Известняки часто доломитизированы, пронизаны мелкой сеткой кальцитовых прожилков, особенно частой в верхней части. Фауна имеет плохую сохранность, в обнажениях найдены брахиоподы *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Paeckelmania polita* MCoy, *Semiplanus cf. tulensis* Kal., *Gigantoproductus* sp., *Strophomenida*. Мощность ладейнинской толщи – 90–220 м.

*Бражкинская толща* соответствует трем горизонтам: косогорскому, протвинскому и староуткинскому; представлена белыми и светло-серыми сахаровидными массивными (часто строматолитовыми) известняками с прослоями известняковых конглобрекций, а также светло-серыми реликтивно-органогенными массивными пористо-кавернозными доломитами, преобладающими в нижней части толщи. Севернее [36] к ней отнесен литологически однородный, существенно доломитовый разрез, вскрытый на р. Сирья горными выработками. Здесь толща сложена светло-серыми тонкозернистыми массивными доломитами, реже – сильно доломитизированными известняками. Мощность бражкинской толщи – 100–180 м. Общая мощность объединенного стратона составляет 500–800 м.

Западноуральская свита, ладейнинская и бражкинская толщи объединенные (C<sub>7</sub>zu÷br) выделяются в Полюдовско-Чусовском районе. Отложения представлены известняками (неравномерно доломитизированными), доломитами, аргиллитами известковистыми и углистыми, алевролитами, песчаниками; внизу встречаются пропластки углей. Мощность подразделения – 300–800 м. Более детально свиты и толщи описаны выше.

Алатауская, западноуральская свиты и дмитриевская, сенькинская толщи объединенные (C<sub>7</sub>al÷sn) выделяются в пределах платформенной части листа О-40 (Икско-Обвинская подобласть). *Алатауская свита* залегает согласно на нижележащих отложениях. Нижняя часть разреза [45] характеризуется осадками «доманиковского» типа и представлена на 50 % и более терригенными породами (скважины Андреевской площади). Выше свита сложена темно-серыми органогенно-детритовыми тонкослоистыми сильнобитуминозными известняками с прослоями битуминозных аргиллитов: черных плитчатых, с частыми включениями пирита и остатками фауны (чаще по плоскостям наслоения) брахиопод, остракод, пелеципод и сколекодонтов. Верхняя часть свиты, соответствующая черепетскому и кизеловскому горизонтам, выполнена переслаивающимися известняками и аргиллитами. В кровле количество поледних достигает 50 % и более. В отложениях, соответствующих кизеловскому горизонту, в скв. 17 (Дубровская-4) определены фораминиферы: *Journayella moelleri* Mal., *Bransia irregularis* (Moell.), *B. pulchra* Mikh., *Endothyra* ex gr. *latispiralis* Lip., *E. tuberculata* Lip., а также спикулы губок. Мощность алатауской свиты – 108–319 м с уменьшением на северо-запад.

Существенно терригенная *западноуральская свита* по объему отвечает косьвинскому, радаевскому, бобриковскому и низам тульского горизонтам; залегает с несогласием на подстилающих отложениях турне, реже – на фаменских образованиях. Сложена преимущественно аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами, песчаниками; включает редкие тонкие прослои известняков (в основном – в нижней части свиты). Мощность подразделения – 63–290, редко – до 500 м.

*Дмитриевская толща* существенно карбонатная сопоставляется с верхами тульского, алексинского, михайловского и венецкого горизонтами [45]. Низы толщи сложены известняками (от светло-серых до темно-серых) с прослоями доломитов и (редко) аргиллитов и алевролитов. Известняки глинистые, детритовые, фораминиферово-детритовые мелкозернистые, в них определены фораминиферы (Леонова, 1992) *Globoendothyra globula* (Eichw.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Parastaffella struvei* (Moell.). Доломиты мелкозернистые и глинистые темно-серого, почти черного цвета. «Алексинские» отложения представлены [45] известняками с прослоями доломитов, в некоторых разрезах (скв. Ольховская-20, скв. 12 Луховской площади) доломиты преобладают (Леонова, 1992). Известняки серые и светло-серые тонкозернистые, детритовые. Доломиты серые, светло-серые, коричневатые-серые тонко- и мелкозернистые, неравномерно глинистые, известковистые, участками однородные. Выше залегает однообразная пачка пород, сопоставляемая с михайловским и венецким горизонтами; сложена она известняками и доломитами. Известняки серые и темно-серые, иногда светло-серые

микро- и тонкозернистые (с детритом) и детритовые, прослоями доломитизированные, неравномерно глинистые. Доломиты серые и темно-серые известковистые, местами глинистые, с включениями ангидрита, гипса, реже кремния. Характерный комплекс фораминифер *Ompialotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Asteroarchaediscus baschki-ricus* (Krest. et Theod.) определен в разрезах скважин на Русаковской, Шеметинской, Голубятской площадях. Мощность михайловского и веневского горизонтов – 80–102 м. Мощность дмитриевской толщи – 14–192 м.

*Сенькинская толща* соответствует тарусскому, стешевскому и протвинскому горизонтам [45]; залегает согласно с подстилающими отложениями дмитриевской толщи. Сложена известняками и доломитами с редкими тонкими прослоями известковистых аргиллитов; в верхней части преобладают известняки. Доломиты светло-серые и коричневато-серые разномзернистые кавернозные плотные, реже трещиноватые; трещины выполнены голубовато-серым ангидритом. В отличие от веневских плотных карбонатных пород, доломиты здесь обычно пористые крупнокристаллические («сахаровидные»). В известняках отмечаются фораминиферы *Endothyra globulus* Eichw, *E. crassa* var. *sphaerica* Raus., *Archaediscus rugosus* Raus. и др. Известняки светло-серые, почти белые, с коричневатым оттенком (с глинистыми примазками), иногда белые сахаровидные плотные и крепкие. Мощность толщи – 60–283 м с увеличением на юго-восток. Общая мощность объединенного стратона – 350–500 м.

Очёрская, дмитриевская и сенькинская толщи объединенные (С<sub>0</sub>с<sub>1</sub>-sn) выделяются по результатам буровых работ в пределах Камско-Бельской СФцО; развиты там практически повсеместно, хотя Т. Н. Попова (1990 г.) отмечает, что турнейские отложения отсутствуют в пределах Краснокамско-Полазненского и Осинского валов в скважинах 10 и 11 Рассветовской площади, а в скв. 9 вскрыты лишь породы черепетского возраста. Отложения кизеловского горизонта отсутствуют в скважинах 7 и 8 Крюковской площади, а также во всех скважинах Мыльниковской, Нытвенской, Сукманской, Беляевской площадей и Кольцовского профиля.

*Очёрскую толщу* слагают тонкозернистые, мелкодетритовые и густковые известняки, участками глинистые, иногда доломитизированные и кремнен-ные, с прослоями доломитов, аргиллитов, редко с желваками ангидритов; мощность ее – до 130 м. Отложения, сопоставляемые с черепетским и кизеловским горизонтами, нередко залегают на осадках фамена; в большинстве разрезов нижняя граница проводится условно. Литологически она не выражена, но имеет надежное палеонтологическое обоснование в скв. 30 Сукманской площади [47]. При ГДП-200 большинством авторов среди турнейских отложений выделяются несколько типов разреза. Обычно это «сводовый», «бортовой» (шельфовый или склоновый) «рифобразующий» и «депрессионный» типы ([47], Леонова, 1992; [52]). Нижнетурнейские образования «бортового» типа развиты на вершинах и склонах франско-фаменских рифов в условиях мелководного шельфа; выполнены светло-серыми крупнослыстыми известняками: органогенно-детритовыми, фораминиферовыми и водорослевыми. Иногда в известняках встречаются каверны, заполненные гипсом и ангидритом. Среди известняков присутствуют тонкие (0,2–0,4 м) прослои до-



ломитов и темно-серых известковистых аргиллитов. На склонах рифогенных массивов известняки часто окремненные, иногда глинистые, содержат прослой битуминозных сланцев. Мощность отложений в этом типе разреза колеблется от 0 до 166 м. Образования, отвечающие черепетскому и кизеловскому горизонтам, в «склоновом типе» распространены на Башкирском палеосводе [52] и вскрыты скважинами (в том числе в других районах). Представлены они известняками с прослоями аргиллитов. Известняки серые и темно-серые (прослоями светло-серые) глинистые или алевритистые (нередко доломитизированные), а также органогенные (криноидные, водорослевые), изредка окремненные. Аргиллиты темно-серые (почти черные) неравномерно известковистые. Мощность подобных отложений составляет 50–80 м, реже – до 195 м. Общая мощность объединенного стратотона 300–450 м.

Западноуральская свита и гежская толща объединенные (С<sub>2u+gž</sub>) выделяются в Камско-Бельской СФЦО, где достаточно широко распространены. Ранее уже описанная *западноуральская свита* залегает с несогласием на подстилающих отложениях турне, реже фамена. Литологически представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками с пропластками каменных углей, редкими тонкими прослоями известняков. Мощность ее – до 150 м.

Гежская толща соответствует верхней части вize и серпуховскому ярусу. Карбонатная пачка, отвечающая верхней части тульского горизонта, представлена темно-серыми и серыми детритовыми известняками, участками доломитизированными и глинистыми, содержит фораминиферы *Globoendothyra grlobula* (Eichw.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Parastaffella struvei* (Moell.); мощность ее – 15–50 м. Отложения, сопоставляемые с алексинским горизонтом, выполнены серыми и светло-серыми известняками с прослоями доломитов и темно-серых аргиллитов; в некоторых разрезах (скв. 20 Ольховской, скв. 12 Луховской площадей) преобладают серые неравномерно глинистые доломиты. Нижняя их граница [35] отбивается по каротажу и по фауне фораминифер, преобладающими из которых являются *Earlandiavulgaris* Raus. et Reitl., *E. elegans* Raus. et Reitl., *Ammodiscus volgensis* Raus., *Endothyra prisca* Raus et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl., *Globoendothyra globulus* Eichw. Указанная фауна обнаружена в скв. 76 Кокуйской площади в нижнем течении р. Ирень. Мощность «алексинских» отложений – 5–60 м. Выше залегает пачка, отождествляемая с михайловским и веневским горизонтами (Леонова, 1992); сложена она известняками и доломитами. Известняки серые и темно-серые, иногда светло-серые микро- и тонкозернистые и детритовые, прослоями доломитизированные, неравномерно глинистые. Доломиты серые и темно-серые известковистые, местами глинистые, с включениями ангидрита, гипса, реже кремния. Характерные фораминиферы – *Omplialotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.). Мощность этих отложений – 70–102 м. Мощность верхневизейского подъяруса – до 250 м. Нижняя граница серпуховской части разреза толщи на исследованной площади хорошо прослеживается на электрокаротажных диаграммах в основании «серпуховского» репера [35]. Соответствие названному ярусу обосновано находками фораминифер в «Кокуйских» скважинах 73, 93 и 95 [93]; мощ-

ность пачки колеблется от 55 до 294 м. Мощность всей гежской толщи – до 400 м. Общая мощность объединенного стратона – 260–500 м.

Айлинская и кульметовская толщи объединенные ( $C_{1-2}aj+kt$ ) распространены ограниченно в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны. Разрозненные их выходы приурочены к ядрам мелких антиклиналей, прослеживаются вдоль фронтальной части Михайловско-Сергинского покрова [310]. Повсеместно они представлены разнозернистыми известняками и доломитами. Описываемые отложения за пределами территории листа (к югу и северу) связаны постепенным переходом с нижневизейскими породами и перекрываются либо согласно, либо со стратиграфическим несогласием ураимской свитой башкирского яруса. В бассейне р. Ураим (Ураимская антиклиналь) ранее иногда картировалась под названием «ергашской свиты». Мощность объединенного стратона – 170–350 м.

Айлинская, кульметовская и мергельно-известняковая толщи объединенные ( $C_{1-2}aj+mi$ ) распространены в Белокатайском районе. Представлены известняками органогенно-обломочными и микрозернистыми, мергелями, прослоями аргиллитов, алевролитов, сверху – песчаников. Мощность стратона – 400–500 м.

Кынская, песчано-известняковая и мергельно-известняковая толщи объединенные ( $C_{1-2}kn+mi$ ) выделяются только на разрезах по результатам буровых работ в восточной части Камско-Уфимской подобласти. К нижнему карбону относятся морские (мелководно-шельфовые) карбонатные отложения, а также подчиненные терригенные породы (в составе которых присутствуют угленосные пачки) суммарной мощностью во многие сотни метров. В низах среднего карбона в связи с началом орогенных процессов на Урале (и соответственно формированием в восточных районах мощных моласс и флишоидов) «латеральный профиль» разреза резко меняется; в его основании наблюдаются локальные перерывы и выпадение отдельных горизонтов башкирского яруса, выше характер разреза выравнивается. В Юрюзано-Сылвенской депрессии распространены преимущественно карбонатные отложения.

*Кынская толща*, отвечающая турне, сложена органогенно-детритовыми сгустковыми, комковатыми, реже мелкозернистыми органогенными (в т. ч. водорослевыми) известняками, часто неравномерно доломитизированными, с редкими прослоями доломитов, глинистых известняков и аргиллитов; мощность – до 200 м. Песчано-известняковую толщу представляют известняки, чередующиеся с пачками терригенных пород (там преобладают песчаники); в прослоях – аргиллиты, алевролиты, доломиты, известняковые и кремнисто-известняковые конглобрекции, фиксируются пропластки каолиновых глин и каменных углей; мощность – до 800 м. Мергельно-известняковая толща образована микрозернистыми, органогенно-детритовыми и оолитовыми известняками, а также мергелями с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников; мощность ее – до 500 м. Общая мощность объединенных толщ – 1000–1100 м.

Кордонокаменная свита ( $C_{1-2}kk$ ) локализована в Нязепетровском изолированном районе Западно-Тагильской СФЗ, сложена покровами и потоками кислых вулканитов повышенной щелочности. Эти отложения участвуют

в строении Каменского вулканического сооружения, расположенного в пределах Уфалейского антиклинория. Как самостоятельное подразделение свита выделена Е. А. Успенской (2004 г.); стратон является одной из составляющих кордонокаменского трахириолитового вулканического комплекса. Каменское вулканическое поле, расположенное в 16 км северо-восточнее г. Нязепетровск в верховьях р. Каменка, имеет в плане форму вытянутой в меридиональном направлении линзы длиной 20,3 км. Она представляет собой вулканическую постройку трещинного типа, сложенную экструзивными телами трахириолитов и примыкающими к ним реликтами вулканических покровов; последние залегают на указарской, реже козинской свитах, представлены комендитовыми игнимбритами, трахириолитами и их туфами. По данным И. Л. Лучинина, игнимбриты к востоку перекрываются ксенотуфами трахириолитов, падающими на восток под углом 5–10°. Текстура трахириолитов покровной фации порфировая; редкие и мелкие (до 1 мм) вкрапленники представлены оплавленными зернами кварца и таблитчатыми кристаллами ортоклаза, альбита и олигоклаз-альбита. Наиболее характерные структуры основной массы – фельзитовая, сферолитовая и микропйкилитовая. Часто в трахириолитах наблюдаются «горизонты» мощностью до 3 см, обогащенные мельчайшими кристалликами магнетита. В туфах трахириолитов наряду с обломками кристаллов кварца и полевого шпата встречаются мелкие ксенолиты сланцев. Комендитовые игнимбриты и трахириолиты содержат от 75 до 77 %  $\text{SiO}_2$  и от 11 до 12 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; количество щелочей меняется от 6 до 9 % ( $\text{K}_2\text{O}$  существенно преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$  почти во всех пробах). Содержание окислов железа колеблется от 2,5 до 6 % (максимум – в разновидностях с магнетитом). Концентрации  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$  очень низкие. Характерной особенностью вулкаников кордонокаменской свиты являются повышенные содержания (относительно кларка для кислых пород) Nb, Zr, Y, U и Th. Ранне-среднекаменноугольный ее возраст принят по серийной легенде; до этого стратон датировался Е. А. Успенской с соавторами [310] – по аналогии с субсинхронными вулкано-плутоническими ассоциациями и гипабиссальными комплексами (балбукским, каменецким и др.) сходного состава, развитыми южнее, в Магнитогорской мегазоне. Мощность свиты – до 150 м.

Кордонокаменские субвулканические и жерловые образования ( $\tau\lambda\text{C}_{1-2}kk$ ) представлены куполами и жерлами трахириолитов с неотчетливыми переходами в комендитовые игнимбриты. Породы отличаются голубоватым оттенком и линзовидно-полосчатой текстурой. Линзовидные фьямме (размером 0,3–1 см) имеют темно-серый цвет и выполнены слабо раскристаллизованным вулканическим стеклом. Основная масса характеризуется тонким срастанием кварца, полевых шпатов и щелочных темноцветных минералов: мелких иголок рибекита и эгирина. В породах встречаются редкие вкрапленники полевого шпата размером до 2 мм. Петрохимически и геохимически описываемые образования практически не отличаются от эффузивов и туфов краснокаменской свиты, наряду с которой входят в состав одноименного вулканического комплекса.

Кынская, песчано-известняковая и доломито-известняковая толщи объединенные ( $\text{C}_{1kn=di}$ ) относятся к Камско-Уфимской подобласти Камско-Бельской СФЦО и выделяются на разрезе в

восточной части Юрюзано-Сылвенской впадины. Объединенные отложения представлены известняками (преимущественно органогенными), часто доломитизированными, а также доломитами. В средней части известняки переслаиваются с терригенными породами – аргиллитами, алевролитами и песчаниками с маломощными прослоями каолинистых глин, каменных углей. Мощность подразделения – 900–1200 м.

Западноуральская свита, ладейнинская, бражнинская, кременская и мортукская толщи объединенные ( $C_{1-3}ZU+mg$ ) имеют крайне ограниченное распространение в Полудовско-Чусовском районе, где слагают отдельные тектонические клинья. Преобладающие породы – известняки (в различной степени доломитизированные), доломиты, известковистые и углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники с пропластками углей в нижней части разреза. Более детально подразделения, входящие в состав объединенного стратона, описаны выше. Мощность его – 500–1800 м.

Тюбелясская, айлинская, кульметовская толщи, абдрезяковская свита и веселгинская толща объединенные ( $C_{1-3}tb+vs$ ) в таком сочетании картируются на отдельных участках Белокатайского района. *Тюбелясская толща* представлена известняками, нередко окремненными, их глинистыми и песчанистыми разностями, мергелями, известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мощностью – 320–650 м. *Айлинская и кульметовская толщи* картировались Е. А. Успенской (2004 г.) как «нерасчлененные отложения окского надгоризонта»; по объему соответствуют алексинскому, михайловскому, веневскому горизонтам визе и косогорскому горизонту основания серпуховского яруса. Отложения в виде разрозненных выходов, приуроченных к ядрам мелких антиклиналей, прослеживаются вдоль фронтальной части Бардымско-Нязепетровского покрова; повсеместно представлены разнотерригенными известняками и доломитами. Описываемые стратона за пределами территории связаны постепенным переходом с нижневизейскими подразделениями; перекрываются (согласно или со стратиграфическим несогласием) ураимской свитой башкирского яруса. Доминирующие в них известняки (до 250 м) установлены к западу от г. Нязепетровск по берегам широтного течения р. Уфа, а также в бассейне р. Сахарка (вблизи устья р. Табука). В *абдрезяковской свите и веселгинской толще* преобладают терригенные породы – песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, известняков (вверху) и известняковых брекчий (внизу); мощность их – до 1200 м. Общая мощность объединенного стратона – до 1400 м.

Карбонатная толща ( $C_{2c}$ ) развита ограниченно в Ункурдинском районе; соответствует башкирскому ярусу в полном его объеме. Толщу слагают известняки с прослоями доломитов, мергелей, аргиллитов; в основании – прослой и линзы известняковых брекчий и конгломератов. Мощность – 100–370 м.

Абдрезяковская свита ( $C_{2ab}$ ) соответствует верхней половине московского яруса, залегает с размывом на нижнекаменноугольных или башкирских отложениях; относится к Белокатайскому району Михайловско-Вайгачской подзоны. Распространена ограниченно западнее г. Нязепетровск. В основании фиксируются конгломераты, замещаемые вверх по разрезу пес-

чаниками, глинистыми сланцами и слоистыми известняками. Перекрывается стратон веселгинской толщей, контакт с которой постепенный. Общая мощность абдрезяковской свиты достигает 300 м.

Глинисто-карбонатная толща ( $C_{2-3}gc$ ) распространена спорадически в Полюдовско-Чусовском районе; представлена известняками (в том числе доломитизированными), доломитами, известковистыми аргиллитами, содержащими прослой алевролитов и мергелей. Мощность – до 400 м. В разрезе выше дер. Мартьяново наблюдается стратиграфическая граница нижнего и среднего отделов каменноугольной системы. Здесь непосредственно через плоскость напластования к светло-серым известнякам касимовского яруса примыкают снизу известняки темно-серые тонкослоистые с комплексом брахиопод, типичным для башкирского века: *Neochonetes carboniferus* (Keys.), *Ovatia postovata* (Semich.), *Productus concinnus* (Sow.), *Choristites bisulcatiformis* Semich.

Сивинская и ножовская толщи объединенные ( $C_{2-3}sv+n\check{z}$ ) выделяются в Камско-Бельской и Мезенской СФцО по результатам буровых работ; в материалах ГК-1000/3 листа О-40 показаны только на разрезах.

*Сивинская толща*, соответствующая большей – верхней части башкирского яруса, распространена на всей территории СФцО, хотя и не в полном объеме. Она залегает со стратиграфическим несогласием на сенькинской толще или на размытых поверхностях серпуховских подразделений. Разрез представлен [45] светло-серыми и серыми органогенно-детритовыми известняками с тонкими пластами известняковых конглобрекций, редкими маломощными прослоями доломитов и аргиллитов с линзами кремней. Из всех региональных стратиграфических подразделений, которым отвечает толща, мелекесский горизонт фиксируется наиболее убедительно по электрокаротажному реперу и литолого-палеонтологическим исследованиям. В скв. Ножовая-89 (интервал 1255–1256 м), а также в ряде скважин на Дубровской и Андреевской площадях в известняках определен мелекесский комплекс фораминифер: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. prisca* var. *ovoidea* Raus., *Milleralla uralica* Kir., *Novella intermedia* Raus., *Ozawainella tingi* (Lee), *O. pararhomboidalis* Man., *Profusulinella pararhomboides* Raus. et Bel., *Aljutovella tikhonovichi* Raus., *Verella varsanofievae* Dalm., *Asteroarchaediscus bashkiricus* (Kr. et Theod.), *Neoarchaediscus timanicus* (Reitl.); водоросли. Мощность сивинской толщи – 38–106 м; увеличение ее происходит на север и северо-запад.

Ножовская толща согласно залегает на описанном стратоне. Подошва ее (она же и нижняя граница) фиксируется по кровле «мячковского» электрорепера. Разрез представлен преимущественно доломитами – серыми, светло-серыми микро- и тонкокристаллическими, нередко реликтивно-органогенными (сульфатизированными, пористо-кавернозными) с прослоями известняков, пропластками зеленовато-серых аргиллитов. Позднекаменноугольный возраст подтвержден фораминиферами *Pseudoendothyra* sp., *Globivalvulina* sp., *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul., *Tolypamma fradulenta* Lip., *Tuberitina* sp., *Cornuspira* sp. Мощность толщи составляет от 27 до 151 м, увеличиваясь в восточном направлении. Мощность объединенных отложений – 280–500 м.

Глинисто-карбонатная толща и уткинская свита объединенные ( $C_{2-3}gc+ut$ ) распространены в Полюдовско-Чусовском районе

Михайловско-Вайгачской подзоны. Эти отложения протягиваются узкой полосой субмеридионального простирания от широтного отрезка р. Уфа на юге (села Белянка–Кирикеево), через устье р. Серга (восточнее г. Михайловск) и далее на север в бассейн рек Сикильда и Иволга. Глинисто-карбонатная толща, слагающая нижнюю часть объединенного разреза, представлена известняками, доломитовыми известняками, доломитами, известковистыми аргиллитами с прослоями алевролитов и мергелей. Мощность ее – до 400 м. Уткинская свита развита в западной части Уральской складчатой системы. На всем протяжении по надвигу с востока она контактирует с подразделениями среднего карбона, а на западе трансгрессивно перекрыта ассельскими или сакмарскими отложениями. Представлена терригенными породами флишеподобного облика; стратотипический разрез находится в обрывах правого берега р. Уфа между селами Белянка и Юлдашево (Смирнов, 1948). На площади листа опорный разрез свиты вскрывается по левому берегу р. Чусовая между устьями рек Чеген и Крутой Лог. Детально свита описывается ниже. Мощность объединенного стратона – до 550 м.

Кременская и мортукская толщи объединенные ( $C_{2-3kr+mr}$ ) выделяются в Полудовско-Чусовском районе, на северной половине территории листа О-40. Кременская толща внизу сложена коричневатосерыми (водорослевыми) строматолитовыми известняками с прослоями известняковых брекчий. Верхняя ее часть выполнена серыми, темно-серыми водорослево-фораминиферовыми известняками с пачками переслаивания известковых аргиллитов и глинистых известняков. Мортукская толща в нижней части представлена светло-серыми и коричневатосерыми доломитами и известняками; основание ее (пачка мощностью 35–55 м) отвечает объему фузулинидовых зон *Obsoletes*, *Protriticites* и *Montiparus*. Средняя часть разреза почти нацело сложена светло-серыми и коричневатосерыми реликтово-органогенными сильно выщелоченными (пористо-кавернозными) толстослоистыми доломитами с редкими прослоями серых и светло-серых известняков. Среди последних преобладают палеоаплизиновые и водорослево-детритовые разновидности с остатками криноидей, кораллов, мшанок, фузулинид. Определены *Tubiphytes obscurus* Masl., *Pseudofusulinella usvae* (Dutk.), *Ps. pulchra* (Raus et Bel.), *Schubertella sphaerica* Sul. В кровле мортукской толщи отложения с фораминиферами зоны *Daixina sokensis* мощностью 20–40 м завершают гжельский ярус. Они представлены теми же породами, что и средняя часть разреза, содержат характерный комплекс фузулинид: *Jigulites magnus* Ros., *Daixina sokensis* (Raus.), *Pseudofusulina praegregaria* Scherbak. Мощность мортукской толщи – 100–220 м. Общая мощность объединенных отложений – до 600 м.

Абдрезяковская свита и веселгинская толщи объединенные ( $C_{2-3ab+vs}$ ) ограниченно распространены в Белокатайском районе. Состав объединенного стратона – песчаники, аргиллиты, глинистые сланцы с прослоями алевролитов, гравелитов, конгломератов, известняков (вверху) и известняковых брекчий (внизу). Более подробно отложения (порознь) описаны выше. Мощность подразделения – до 800 м.

Уткинская свита ( $C_{3ut}$ ) представлена [310] флишеподобными ритмично чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также органогенными известняками; выделяется в Михайловско-

Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. В значительной части разрезов эти образования трудно отделимы от литологически близких терригенно-карбонатной толщи среднего карбона, чигишанской свиты асселя, а также флишеоидных пачек стратона артинского яруса. Основание и нижняя часть разреза уткинской свиты изучены в естественных обнажениях (Чувашов, Дюпина, 1970; [288]) либо вскрыты горными выработками (левобережье р. Чусовая, между устьем р. Ямная и широтой села Нижнее Село [288]). Здесь в скальных обнажениях р. Чусовая (скала Ямная, камень Дыроватый, камень Чеген) и по восточному берегу Староуткинского пруда свита залегает с видимым согласием на известняках среднего карбона. В разрезе Камень Винокурный (р. Чусовая южнее пос. Староуткинск) терригенные отложения подстилаются известняками (до 10 м), содержащими фауну низов верхнего карбона. Скользящий характер нижней границы стратона говорит либо о наличии стратиграфического несогласия, либо о фациальном замещении в низах верхнекаменноугольного разреза терригенных пород карбонатными образованиями. В верхней части свиты в прослоях разнозернистых песчаников обнаружены многочисленные фузулины: *Usvaella usvae* (Dutk.), *Pulchrella* ex gr. *pulchra* (Raus. et Bel.), *Quasifusulina eleganta* Schlyk., *Q. cayexi kaspensis* Scherb., *Tricites pergratus* Grozd., *T. cf. variabilis* Crozd., *Pseudofusulina* ex gr. *gregaria* Lee, *P. aff. limata* Crozd., *P. ex gr. krotowi* (Schellw.), *Rugosofusulina* aff. *uralensis* Ros. Данный комплекс характеризует пограничные слои карбона и перми, позволяющие отнести вмещающие породы к верхним горизонтам первого [216] либо частично и к чигишанской свите асселя. Флишеподобные отложения в упомянутом разрезе имеют мощность порядка 200 м. Таким образом, фаунистически и палинологически датированные песчано-глинистые и карбонатные образования уткинской свиты по объему отвечают касимовскому и гжельскому ярусам. Мощность стратона – до 500 м.

Веселгинская толща (C<sub>3</sub>vs) распространена только на юге территории, в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Она слагает тектонические пластины в полосе распространения каменноугольных пород вдоль р. Уфа (лист О-40-XXXVI). Здесь толщу представляет разрез (до 200 м) ритмичного чередования аргиллитов и разнозернистых известковистых песчаников. По данным Г. А. Смирнова (1948 г.), в нем преобладают двухкомпонентные ритмы: нижний элемент – песчаный, верхний – глинистый. Мощность отдельных песчаных ритмов колеблется от 2 до 17 см, чаще – от 2 до 9 см; мощности глинистого компонента в ритмах более значительные. Песчаники зеленовато-серые полимиктовые, крупно-, средне- и мелкозернистые. В составе окатанных и угловатых зерен присутствуют кварц, основные вулканы, известняки, кремни; цемент карбонатный. У села Шокурово во флишеподобном разрезе встречены линзообразные прослои разногалечных конгломератов, приуроченных к подоше псаммитовых элементов ритма. В известковистых песчаниках содержатся обильные раковины *Triticites* sp., *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bell.), указывающие на касимовский их возраст. Разрез веселгинской толщи часто неполный сверху за счет предпермского размыва. На правом берегу р. Уфа (вблизи устья р. Серга) она представлена лишь маломощной (до 25, редко – 50 м) пачкой светло-серых слоистых органогенно-детритовых и слабogliнистых мшанково-

криноидных известняков с конкрециями и линзами кремней, с кораллами и фузулинидами: *Pulchrella pulchra* (Raus. et Bell.), *Usvaella usvae* (Dutk.), *Montiparus montiparus* (Moell.), *M. umbonoplicatus* (Raus. et Bell.), *Triticites* sp., *Caninella kokscharowi* (Stuck.), относящимися к ломовскому горизонту касимовского яруса. Мощность веселгинской толщи – до 600 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Чигишанская свита ( $C_3$ - $P_1$ ĉg) районирована в Соликамско-Дуванской СФцЗ перми–триаса; распространена главным образом на территории листа О-40-XXX. Большая верхняя часть свиты соответствует объему «швагеринового горизонта», тождественного ассельскому ярусу. Выделена она у пос. Бисерт В. В. Пермяковым, подробно описана в работах В. Д. Наливкина, Б. И. Чувашова, Г. В. Дюпиной [186]. На современном эрозионном срезе стратон сохранился от предсарматского размыва на левом берегу р. Уфа (вблизи пос. Новая Уфимка), в окрестностях с. Шокурово, в бассейнах рек Иволга и Чигишан, а также севернее, вблизи станций Сабик, Берлога, Вырубки.

Чигишанская свита залегает несогласно на подразделениях верхнего карбона. Кровля свиты размыта, и стратон трансгрессивно перекрывается копысовской свитой. Стратотипом послужили разрезы, вскрытые карьерами на р. Чигишан; там она сложена ритмично переслаивающимися мелкозернистыми известковистыми полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами; им подчинены прослои мергелей и полимиктовых конгломератов с обильной известняковой галькой. Полимиктовые песчаники состоят из зерен кварца, полевого шпата, эпидота, граната, обломков кремней, эффузивных и осадочных пород с карбонатным цементом. Характерными для существенно терригенной чигишанской свиты являются линзы рифогенных светло-серых массивных водорослевых известняков в основании разреза. Помимо водорослей в них содержатся брахиоподы, мшанки и фораминиферы. По данным В. В. Пермякова и В. Д. Наливкина, в этих известняках определены фораминиферы ассельского яруса: *Pseudofusulina krotovi* Schellw., *P. gregaria* Lee., *P. paragregaria* Raus., *Schwagerina moelleri* Raus., *Rugosofusulina prisca* (Moell.), *Fusulinella* ex gr. *pulchra* Raus., *Triticites* aff. *petschoricus* var. *brevis* Raus., *T.* ex gr. *whitei* Raus., *Fusiella granumorzuae* Dutk. В маломощных линзах известняков среди песчано-глинистых отложений также содержатся фораминиферы асселя; из них В. В. Пермяковым указывались *Pseudofusulina* ex gr. *gregaria* Lee., *P. paragregaria* Raus., *P. paragregaria* var. *asceudeus* Raus., *P.* ex gr. *uralica* Krot., *P. uralica* var. *sphaerica* Sel., *P.* ex gr. *exuberata* Scham., *Fusiella granumorzuae* Futk. Мощность свиты – до 700 м.

Чигишанская, капысовская и бисертская свиты объединенные ( $C_3$ - $P_1$ ĉg=bs) в таком сочетании картируются в Айско-Верхнесылвинской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ, здесь выделяются только на разрезе В<sub>1</sub>–В<sub>4</sub>. Чигишанская свита представлена ритмично переслаивающимися мелкозернистыми известковистыми полимиктовыми песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями мергелей и полимиктовых конгломератов, с линзами рифогенных известняков в основании; мощность ее – до 700 м.



*Капысовская свита* сложена переслаивающимися полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами; конгломераты образуют выклинивающиеся по простиранию пачки и прослой. Они преимущественно средне- и мелкогалечные, иногда валунные; в гранулометрическом составе обломочного материала главенствует псаммитовая или гранулитовая размерность, цемент известково-глинистый [186]. Среди обломков, кроме терригенных пород, присутствуют измененные интрузивные образования и вулканы основного, среднего и кислого составов, силициты, кварциты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники низов пермского разреза. Цемент конгломератов песчано-гравийный или известково-глинистый. Среди конгломератов большой мощности фиксируются пачки разнозернистых (в том числе гравийных) песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть разреза свиты (до 60 м) представлена в основном чередующимися разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и известковистыми аргиллитами; прослой конгломератов имеют подчиненное значение. Общая мощность капысовских отложений – 100–120 м.

*Бисертская свита* имеет с ними согласные соотношения, на отдельных участках трансгрессивно залегает на чигишанской или уткинской свитах. Перекрывается несогласно белокатайской свитой артинско-кунгурского возраста. Нижняя часть бисертской свиты (до 100 м) сложена зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с тонкой ритмичной слоистостью. Верхняя ее часть (до 160 м) также песчано-глинистая, отличается от нижней увеличением глинистого компонента в разрезе, наличием псефитов только в прослоях и линзах, а также нечетко выраженной ритмичностью. Общая мощность объединенных свит – до 800 м.

## ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми отделами. Приуральский отдел сложен в основном карбонатными, сульфатно-карбонатными (с солями) и сульфатно-карбонатно-терригенными породами; биармийский – преимущественно красноцветными терригенными образованиями; татарский – красноцветными и пестроокрашенными терригенными отложениями с прослоями и линзами известняков и конгломератов.

Усть-койвинская свита ( $P_{uk}$ ) ограничено распространена в Кынско-Кыгинской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ, представлена переслаивающимися известняками, алевролитами и песчаниками [43]. По весьма редким обнажениям отмечается определенная цикличность (снизу вверх): 1) известняки серые и темно-серые афанитовые (6–8 см); 2) алевропесчаники бледно-зеленовато-серые тонкоплитчатые (20–50 см); 3) песчаники полимиктовые зеленовато-желтые мелкозернистые до крупнозернистых, в кровле – до гравеллитов (30 см). Приведенная ритмичность характерна, вероятно, для всего разреза усть-койвинской свиты и отвечает регрессивному характеру накопления этих флюидных образований. С нижележащей уткинской свитой усть-койвинские отложения связаны постепенными переходами. По фациальным условиям осадконакопления усть-койвинские отложения отнесены

к буферной пачке флишевых образований, отлагавшихся в относительно глубоководных условиях при формировании Предуральского краевого палеопргиба. Общая мощность свиты достигает 200 м.

Капысовская и бисертская свиты нерасчлененные (P<sub>1</sub>kr-bs) распространены в той же подзоне, что и усть-койвинская свита. *Капысовская свита* выделена М. В. Кругловым в 1933 г. на р. Серга ниже г. Михайловск и соответствует «песчано-конгломератовой» толще М. М. Толстихиной, «баскинской свите» М. В. Круглова, «нижней части шалинской свиты» Н. Я. Костогрыза, «копысовской толще» В. Д. Наливкина [49]. Стратон представлен переслаиванием конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов (см. выше). В стратотипической местности в разрезе свиты выделяются две части. Нижняя (до 60 м) представлена преимущественно мелко- и среднегалечными известняковыми конгломератами (с отдельными валунами до 40 см). В составе обломков преобладают известняки с кораллами и микрофауной нижнего, среднего, верхнего карбона, а также тастубского горизонта нижней перми [186]. Кроме того, присутствуют измененные интрузивные и излившиеся породы основного, среднего и кислого составов, кремнистые породы, кварциты, кварцевые песчаники, полимиктовые песчаники низов пермского разреза. Цемент конгломератов песчано-гравийный, известково-глинистый. Среди конгломератов встречаются пачки разнородных, в том числе гравийных песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть разреза (до 60 м) выполнена преимущественно разнородными полимиктовыми песчаниками, алевролитами и известковистыми аргиллитами, прослой конгломератов имеют подчиненное значение. Мощность капысовской свиты здесь – 100–120 м. На основании стратиграфического положения и находок *Pseudofusulina verneuili* Moell., *Ps. jaroslawkensis* Viss., *Ps. urdalensis* Raus. капысовская свита относится к тастубскому и низам стерлитамакского горизонтом сакмарского яруса. Максимальная мощность свиты достигает 300 м.

*Бисертская свита* выделена И. И. Ратновским по северному берегу Бисертского пруда [51]; ее подробная характеристика дана в работах В. Д. Наливкина, Г. А. Смирнова (1961 г.), Б. И. Чувашова (1973 г.). Свита согласно перекрывает капысовские отложения, на отдельных участках трансгрессивно залегают на чигишанской и уткинской свитах; перекрывается несогласно белокатайской свитой. Выходы свиты в виде узкой (шириной до 6 км) полосы меридионального простирания фиксируются от южной рамки листа О-40-XXXVI до бассейна р. Северный Барышан. Наиболее представительные разрезы на юге территории наблюдаются по берегам р. Уфа (в окрестностях села Урмикеево), а также в верховьях р. Шокурка и на р. Белянка в окрестностях одноименного села [186]. В стратотипической местности (окрестности ст. Бисерт) стратону соответствует большая верхняя часть стерлитамакского горизонта, что установлено Б. И. Чувашовым [185, 186]. Стратиграфически выше известняковых конгломератов капысовской свиты в основании ее залегают пачка (до 150 м) разнородных песчаников, часто гравийных, переслаивающихся с зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами. Этим породам подчинены многочисленные маломощные (0,3–0,4 м) линзочки мелкогалечных конгломератов. Там же имеется несколько прослоев (или линз) зеленова-

то-серых крепких (сильно окремнелых) глинистых известняков со спикулами губок, многочисленными раковинами фузулинид, мшанками, брахиоподами, одиночными и колониальными кораллами. В низах свиты, по данным Б. И. Чувашова [185, 186], наряду с переотложенными тастубскими фузулинидами содержатся «инситные» фузулиниды, мшанки и кораллы стерлитамакского горизонта: *Pseudofusulina ordinata* Kir., *P. plicatissima* Raus., *P. urdalensis* Raus., *Caninia ornata* Fom., *Lonsdaleiastrea longisepta* Dobr., *L. gerthi* Dobr. и др.

Стратиграфически более высокие части разреза свиты обнажены по правому берегу Бисертского пруда. По литологическим особенностям эти отложения могут быть подразделены на две части: нижняя (большая по мощности) пачка слагается преимущественно зеленовато-серыми неяснослоистыми аргиллитами и алевролитами, часто со сфероидальной отдельностью; на разных уровнях встречаются немногочисленные и маломощные прослои песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов. В песчаниках и (реже) аргиллитах наблюдаются брахиоподы, мелкие кораллы, окатанные обломки колониальных кораллов, членики криноидей, мшанки. Верхняя, менее мощная пачка представлена темно-серыми алевролитами с массой мелкоперетертого растительного детрита; имеются редкие прослои песчаников, линзы мелкогалечных конгломератов. В глинистых породах почти всегда содержатся рассеянные гальки и валуны, из-за чего порода часто приобретает облик тиллоида. В отдельных слоях алевролитов содержатся многочисленные органические остатки: фузулиниды, одиночные кораллы, мшанки, брахиоподы, членики криноидей, пелициподы. Кроме фузулинид здесь определены мшанки *Fenestella foraminosa grandis* Sch.-Nest., *F. termensis* Sch.-Nest., *F. lata* Sch.-Nest., *Polipora shoshkinae* Sch.-Nest., *P. krasnopolskyi* Stuck., а также брахиоподы *Chonetes uralicus* Moell., *Spiriferella saranae* Vern., *Dictyoclostus gruenewaldti* Krot., *Marginifera schellwieni* Tschern. По наличию комплекса фузулинид, кораллов, мшанок и брахиопод в типовых разрезах свиты (район пос. Бисерть), а также по спорово-пыльцевым спектрам бисертская свита соответствует большей верхней части стерлитамакского горизонта и вместе с капысовской свитой отвечает зоне *Pseudofusulina urdalensis* сакмарского яруса [178, 186]. Мощность подразделения, согласно Легенде Уральской серии листов, – до 450 м. Общая мощность нерасчлененного стратона – до 750 м.

Мальцевская и белогорская толщи объединенные (P<sub>1</sub>ml+bg) распространены в Нижнеуныинско-Чусовской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ, выполняют мульды и линейные складки разного порядка. Первая из них представлена органогенными известняками, в западных разрезах частично замещающимися доломитами; она отвечает двум горизонтам: холодноложскому и шиханскому [39]. Наиболее известными и детально изученными являются разрезы Нижняя Губаха и Холодный Лог.

Стратотип нижней части *мальцевской толщи* (холодноложский горизонт) находится в разрезе Холодный Лог на правом берегу р. Косьва, в 5 км восточнее ж/д ст. Губаха и в 2 км вверх по течению от пос. Кировский. Он расположен на стыке двух структур: Главной Кизеловской антиклинали и Косвинской синклинали. Нижняя часть разреза представлена зоной с *Schwagerina vulgaris* и *Sch. fusiformis*, в составе которой преобладают биогермные разно-

сти известняков светлых массивных водорослево-палеоаплизиновых с прослоями известняков темных битуминозных фузулинидовых, характерный комплекс которых составляют: *Tubiphytes obscurus* Masl., *Triticites subschwagerinoides* Grozd., *Daixina robusta* (Raus.), *D. vozhgalensis* Raus., *Pseudofusulina anderssoni* (Schellw.), *Ps. krotowi* (Schellw.), *Occidentoschwagerina primaeva* (Raus.), *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch. vulgaris* Scherb. Мощность этого разреза – 37 м. Верхняя часть холодноложского горизонта представлена отложениями зон *Schwagerina moelleri* и *Pseudofusulina fecunda*. В более восточных областях развиты различные органогенные известняки: палеоаплизиновые, водорослевые, фузулинидовые, как слоистые, так и массивные, биогермные. В западном направлении органогенные известняки замещаются объемно-окремнелыми разностями с линзами кремней и прослоями доломитов. Из органических остатков определены *Triticites chinensis* Grozd., *Pseudofusulina nux* (Schellw.), *Ps. fecunda* Sham., *Schwagerina moelleri* Raus., *Schw. constans* Scherb., *Pseudoschwagerina uddeni* Beede, *Ps. intermedia* Raus. Мощность верхней зоны – 92,8 м; мощность нижней части мальцевской толщи в разрезе составляет 129,8 м.

Стратотипом верхней части толщи (шиханский горизонт) является разрез горы Тратау (Шихан) в Башкирии. Шиханский горизонт соответствует одной фузулинидовой зоне *Schwagerina sphaerica*–*Pseudofusulina firma*. Он сложен известняками светлыми биогермными, где основная пороодообразующая роль принадлежит водорослям и палеоаплизинам, и известняками темно-серыми слоистыми, в основном органогенно-детритовыми: криноидно-мшанковыми, фузулинидовыми, водорослевыми, с включениями и прослоями кремней, разнообразными органическими остатками, из которых характерны: *Triticites pensus* Grozd., *Pseudofusulina firma* Sham., *Ps. sphaerica* Bel., *Schwagerina sphaerica* Scherb., *Paraschwagerina primaeva* Raus., *P. akhunovi* Raus. Видимая мощность «шиханской» части разреза Холодный Лог составляет 36,1 м. Мощность мальцевской толщи колеблется от 100 м [36] до 300 м [39].

*Белогорская толща* на эрозионном срезе выходит в краевых складках Всеволодо-Вильвенского аллохтона, а также Косьвинской синклинали; детально изучена по обнажениям р. Косьва. Сложена преимущественно известняками с прослоями кремней; соответствует тастубскому и стерлитамакскому горизонтам.

Нижняя часть толщи (тастубский горизонт) представлена известняками серыми, темно-серыми массивными и слоистыми, органогенными и органогенно-детритовыми с желваками и прослоями кремней, количество которых возрастает вверх по разрезу.

*Тастубскому горизонту* отвечают две фузулинидовые зоны. Нижняя (*Pseudofusulina moelleri*) сложена известняками серыми и темно-серыми фораминиферо-водорослевыми, коралловыми, фузулинидовыми и органогенно-детритовыми с включениями кремней караваеобразной формы, тонкими прослоями кремней и глинистых известняков. Из органических остатков (мелкие фораминиферы, фузулиниды, табуляты, ругозы, гастроподы, брахиоподы, мшанки, криноидеи, палеоаплизини и водоросли) характерны фораминиферы *Pseudofusulina moelleri* (Schellw.), *Ps. blochini* Korzh., *Ps. sulcata* Korzh.,

*Paraschwagerina kansanensis* Beede et Kniker, *P. schwageriniformis forma longa* Z. Mikh.

Верхняя зона (*Pseudofusulina verneuili*–*Ps. Uralica*) сложена известняками серыми и светло-серыми палеоаплизиновыми, криноидными, псевдоэндоптеридными и органогенно-детритовыми с линзами и прослоями темных кремней. Органические остатки принадлежат к мелким фораминиферам, многочисленным псевдоэндоптеридам, крупным фузулинидам, табулятам, одиночным и колониальным ругозам, сетчатым мшанкам, криноидеям, палеоаплизинам и водорослям; руководящими являются *Pseudofusulina uralica* (Krot.), *Pseudofusulina callosa* Raus., *Ps. fixa* Kir., *Pseudofusulina devexa* Raus.; *Orionastraca solida* (Stuck.), *Or. brevisseptata* Dobr., *Archimedes stuckenbergi* Nikif., *Reteroporida micropora* Stuck. и др.

Верхняя часть белогорской толщи (стерлитамакский горизонт) значительно отличается от нижней. Она представлена известняками коричневатосерыми тонкослоистыми органогенно-детритовыми и органогенными, криноидно-фузулинидовыми, палеоаплизиновыми, коралловыми, переслаивающимися с кремнями, количество которых в верхней части горизонта достигает 50 %. В породах обнаружены остатки фузулинид, ветвистых табулят, астреевидных ругоз, брахиопод, мшанок, криноидей. Наиболее характерны *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. urdalensisiformis* Kir., *Ps. plicatissima* Raus.; *Cystophora biseptata* Dobr.; *Protolonsdaleiastraea biseptata* (Dobr.); *Neospirifer fasciger* (Keys.), *Spiriferella salferi* (Tschern.) Мощность белогорской толщи – до 270 м. Общая мощность объединенного стратона – до 600 м.

Мальцевская, белогорская и карпихинская толщи объединенные ( $P_{1ml-kh}$ ) также картируются в Нижнеуныинско-Чусовской подзоне; первые два стратона описаны выше и здесь характеризуются кратко. *Мальцевская толща* представлена органогенными известняками, частично замещающимися в западных разрезах доломитами; отвечает двум горизонтам: холодноложскому и шиханскому (Снитко, 2010), мощность ее – до 300 м. *Белогорская толща* сложена преимущественно известняками с прослоями кремней, соответствует гастубскому и стерлитамакскому горизонтам; мощность ее – до 200 м. *Карпихинская толща* сопоставляется с бурцевским горизонтом (Снитко, 2010), обнажается по рекам Кизел, Косьва, Усьва, где представлена разнородными известняками, среди которых преобладают органогенно-детритовые разности, сложенные обломками колоний мшанок и криноидей, содержащие прослойки фузулинидовых, глинистых известняков, кремней и тонкие пропластки известковистых аргиллитов. Детрит состоит из обломков мшанок, криноидей, брахиопод, водорослей. Мощность толщи увеличивается в восточном направлении от 50 до 120 м.

Кроме того, в западной части площади отмечены отдельные рифовые тела, нижняя часть которых идентифицируется с бурцевским горизонтом. Это светло-серые, почти белые массивные органогенные известняки с характерным крустификационным цементом. Органические остатки обильны, принадлежат к мшанкам, брахиоподам, фузулинидам, реже – членикам криноидей; из них определены *Pseudofusulina concessa* Viss., *Ps. paraconcessa* Raus., *Ps. concavatas* Viss., *Parafusulina lutugini* Schellw.; *Lonsdaleiastra densireti-*

*culata* Dobr.; *Stenoscisma mutabilis* (Tschern.), *Spiriferella saranae* (Vern.) и др. Общая мощность объединенного стратона – до 700 м.

Сульфатно-карбонатная толща (P<sub>1</sub>sc) охватывает ассельский, сакмарский, артинский ярусы и распространена на значительной территории в платформенной части и Предуральском краевом палеопротубе (Нижеуныинско-Чусовская подзона Соликамско-Дуванской СФцЗ). Разрезы нижней части толщи (ассельский ярус) на подавляющей части территории представлены карбонатным слоистым типом, который здесь выражен известняками, в платформенной части – с прослоями серых мелкозернистых глинистых доломитов (Денисов, 1989). Известняки серые с коричневатым оттенком, участками темно-серые за счет глинистости и окремнения, мелко- и тонкозернистые с желваками кремней серо-желтого цвета, местами органогенно-детритовые с фауной фораминифер, мшанок, члеников криноидей, кораллов, брахиопод, водорослей. В Соликамской впадине нижнюю часть толщи слагают сходные известняки, частично доломитизированные, с редкими включениями ангидрита. Доломиты в основном вторичные, серые с коричневым оттенком, мелкозернистые, местами глинистые, участками слабо битуминозные, с редкими фораминиферами, кораллами, трилобитами, члениками криноидей. Мощность этой части толщи колеблется в пределах 70–203 м; уменьшение ее отмечается в направлении с востока на запад. В этом же направлении происходит замещение известняков доломитами.

Средняя часть толщи (сакмарский ярус) залегает согласно на вышеописанных породах; представлена одним карбонатным слоистым типом разреза. Нижняя граница сакмарских отложений проводится в однообразной толще слоистых известняков по смене слоев с типично ассельскими фузулинидами на слои с *Pseudofusulina* ex gr. *moelleri* (Schellw.) и другими фузулинидами, указывающими на сакмарский возраст отложений. Породы известняково-доломитового подтипа разреза, представленные коралловыми, водорослевыми и псевдоэндоитовыми известняками с прослоями плотных доломитов, изучены северо-восточнее листа О-40-XX на Северокамской и Краснокамской площадях (Леонова, 1992). Отложения доломитового подтипа разреза распространены на большей, западной части площади и изучены в скв. 1 Нытвенской площади и в единичных скважинах структурно-поискового бурения объединения «Пермнефть». Нижняя половина яруса представлена доломитами загипсованными серыми и темно-серыми кристаллическими, комковатыми, реликтивно-органогенными. В верхней части яруса встречаются прослои известковистых доломитов, загипсованных, окремненных, с многочисленными псевдоэндоитрами и колониями *Orionastraea pseudoindivisa* Porf., *O. campophilloides* Dobr., *O. brevisseptata* (Dobr.); изредка встречаются колонии *Thysanophillum eystosum* var. *minor* Dobr., брахиоподы и водоросли (скв. 1 Нытвенской площади). Общая мощность средней части толщи – в пределах 83–300 м.

Верхняя часть разреза сульфатно-карбонатной толщи (артинский ярус) вскрыта структурно-поисковыми и разведочными скважинами под кунгурскими отложениями на глубинах 60–400 м и более. Нижняя граница артинских отложений проводится, как и во всем Пермском Приуралье, по появлению *Parafusulina lutugini* (Schellw.). Сложена артинская часть разреза одно-

родной толщей известняков и доломитов. В составе карбонатной пачки в более восточных разрезах принимают участие органогенные, органогенно-детритовые и тонкокристаллические слоистые известняки с прослоями доломитов. Наиболее широким развитием пользуются фораминиферовые, фузулиновые, криноидные и детритовые известняки. Породы карбонатно-сульфатного типа разреза, распространенного к западу от меридиана пос. Таборы–гора. Оса, представлены доломитами известковистыми, светло- и темно-серыми тонкокристаллическими или оолитовыми с включениями ангидрита и гипса, с редкой фауной неопределимых пелеципод, брахиопод, фораминифер (Леонова, 1992). Отложения сульфатного типа разреза изучены на крайнем юго-западе листа О-40-XXVI. Они представлены ангидритами голубыми и голубовато-серыми кристаллическими с редкими прослоями доломитов и доломит-ангидритов. В восточной половине территории листа О-40-XXI вдоль р. Сылва отдельными скважинами в верхах этой части разреза фиксируются рифогенные артинские массивы – «сылвенские рифы» (одноименная свита). Их стратотип описан в «камне» Ермак на правом берегу р. Сылва у разъезда Чикали (лист О-40-XXII); залегают рифогенные породы с постепенным переходом на слоистых окремненных известняках, слагающих «нерасчлененную часть артинского разреза». Основными рифообразователями сылвенских рифов являются известковые водоросли, мшанки, брахиоподы, морские ежи, остракоды. Сложены рифы доломитами, доломитизированными известняками, реже известняками. По возрасту они соответствуют саранинскому горизонту, т. к. содержат остракоды зоны *Bairdia reussiana*–*Paraparchites camaicus* Guss., в том числе *Healdia dletributa* Guss., *H. reniformis* Guss. и др. Мощность сылвенских рифов в пределах площади колеблется от первого десятка метров – до 40 м. Мощность сульфатно-карбонатной толщи – 45–1235 м.

Сульфатно-карбонатная и краснокамская толщи объединенные (P<sub>1</sub>sc+kk) распространены в Косьюинско-Красновишерской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ. Первая из них (описанная выше) сложена известняками, доломитами с прослоями ангидритов; мощность ее – до 1200 м. Нижняя граница краснокамской толщи, соответствующей по объему артинскому и низам кунгурского ярусам, проводится по смене известняков органогенно-детритовых (с разнообразной фауной) кристаллическими доломитами с редкими органическими остатками. Характерным признаком является также исчезновение колониальных ругоз. Разрез слагают преимущественно доломиты, переслаивающиеся с известняками, среди которых в верхней части иногда развиты маломощные органогенные постройки. Известняки и доломиты серые, темно- и светло-серые, иногда с желтоватым и коричневатым оттенком, прослоями слабоглинистыми, сульфатизированными, участками окремненные, по структуре органогенно-детритовые и кристаллические. Артинско-раннекунгурский возраст подтвержден фауной *Pseudofusulina paraconcessa* Raus., *Ps. juresanensis* Raus., *Ps. substricta* Kon., *Ps. concessa* Raus., *Ps. consobrina* Raus., *Parafusulina* ex gr. *lutugini* (Shellw.), *Parastaffella* sp., *Bradyina* sp., *Glomospira* ex gr. *pusilla* Geinitz. В целом по площади мощность краснокамской толщи увеличивается с запада на восток от 32 до 236 м. Мощность объединенных толщ – 300–560 м.

Кудымкарская, нытвинская, краснокамская толщи и филипповская, иренская свиты объединенные (P<sub>kd÷ir</sub>) распространены в пределах Камско-Бельской СФцО. Нижняя граница *кудымкарской толщи* палеонтологически обоснована в скв. 17 (лист О-40-1) по появлению швагерин. Толща представлена переслаивающимися доломитами и известняками с редкими прослоями серых и голубовато-серых ангидритов. Карбонатные породы светло- и темно-серые с желтоватым оттенком, сильно перекристаллизованные слоистые (не всегда отчетливо), участками окремненные, часто пористо-кавернозные, сульфатизированные; включают остатки криноидей, фораминифер, водорослей, колониальных ругоз и табулят, брахиопод, остракод [34]. Мощность *кудымкарской толщи* до 250 м.

*Нытвинская и краснокамская толщи* (обычно плохо различающиеся литологически) распространены достаточно широко; сложены серыми разных оттенков органогенно-детритовыми, реже кристаллическими известняками и доломитами, прослоями слабоглинистыми, иногда сульфатизированными, участками окремненными; суммарная мощность обеих толщ – до 240 м.

*Филипповская свита* на описываемой площади развита повсеместно и вскрыта многочисленными скважинами под иренской свитой; залегает согласно на краснокамской толще; сложена слоистыми органогенно-детритовыми известняками. Карбонатный разрез филипповской свиты представлен белыми и желтовато-серыми доломитовыми известняками, доломитами, известняками пелитоморфными и тонкозернистыми, частью битуминозными толсто- и тонконаслоенными. Мощности филипповской свиты составляют: в бассейне р. Шаква 6–80 м, в Суксунском районе 60–100 м, в Кунгур-Кышертском 70–80 м, на восточном крыле Уфимского вала 28–40 м. В центральной части Камской моноклинали мощность филипповской свиты максимальная – до 188 м [34].

*Иренская свита*, широко развитая в Камско-Бельской СФцО, залегает на ней согласно, без следов перерыва; соответствует одноименному горизонту. К «классической» иренской свите отнесен карбонатно-сульфатный тип разреза, в котором сульфатные пачки чередуются с карбонатными. Это доломиты серые пелитоморфные, реже оолитовые и органогенно-детритовые с прослоями мергелей, аргиллитов, известняков и пластами ангидрита и гипса. Мощность свиты – 20–500 м. Мощность объединенного стратона – 280–400 м.

Сульфатно-карбонатная, краснокамская толщи и филипповская, иренская, соликамская свиты объединенные (P<sub>sc÷sl</sub>) выделяются только на разрезе А<sub>1</sub>–А<sub>4</sub> в связи с малой мощностью слагающих их стратона в разрезе Камской моноклинали. *Сульфатно-карбонатная* толща сложена известняками и доломитами с прослоями ангидритов; мощность ее – до 300 м.

*Краснокамская толща* представлена серыми слабоглинистыми известняками и доломитами, нередко сульфатизированными, неравномерно окремненными мощностью до 240 м.

*Филипповскую свиту* образуют доломитизированные известняки и доломиты мощностью 30–190 м.



*Иренская свита* выполнена серыми пелитоморфными, реже оолитовыми и органогенно-детритовыми доломитами с прослоями мергелей, аргиллитов, известняков и пластами ангидрита и гипса; мощность ее – 20–500 м.

*Соликамская свита* представлена однообразными серыми и темно-серыми мергелями, аргиллитами и глинами, переслаивающимися между собой. Отдельные прослои содержат обильный растительный детрит, раковинки остракод и пелеципод. Полная мощность соликамской свиты составляет 150–200 м. Мощность объединенного стратона – до 400 м.

Талицкая и сыпучинская свиты объединенные ( $P_{1tl+sp}$ ) выделяются в Нижнеуньинско-Чусовской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ; отвечают бурцевскому и иргинскому горизонтам артинского яруса; картируются в мульдах и линейных синклиналиных складках.

*Талицкая свита* сложена зеленоватыми аргиллитами и глинистыми известняками мощностью до 80 м. Сменяются эти породы ритмичным переслаиванием песчаников (явно преобладающих в разрезе), алевролитов и аргиллитов сыпучинской свиты. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, состоят из зерен кварца, обломков силицитов, амфибол-хлоритовых и эпидот-амфибол-хлоритовых пород. Обнаружены многочисленные брахиоподы *Costatumulus cancriniformis* Tchern., указывающие на артинский возраст пород. Мощность сыпучинской свиты – 600–900 м. Общая мощность объединенного стратона – до 950 м.

Исмагиловская, каранаевская, буранчинская и сабанакская свиты объединенные ( $P_{1is+sb}$ ) выделяются ограниченно и только на юге территории, в пределах Юрюзано-Сылвенской впадины (бассейн р. Ай).

*Исмагиловская свита* является нижней из четырех маломощных стратонов, венчающих артинский ярус Соликамско-Дуванской СФцЗ и объединенных В. Д. Наливкиным в саранинский горизонт. Разрез свиты представлен серыми афанитовыми известняками и сланцами; по появлению известняков проводится нижняя граница, а по их исчезновению – верхняя. В нижней и в верхней частях свиты, где наряду с известняками присутствуют песчаники и сланцы, наблюдается ритмичное переслаивание этих видов пород. Органическими остатками свита чрезвычайно бедна, находки фауны редки. А. В. Хабаковым в 1940 г. были обнаружены выщелоченные пустоты от раковин мелких брахиопод *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Athyris* sp., а также пластинчатожаберных *Schizodus* sp. и гастропод *Murchisonia* sp., *Loxonema* sp. Мощность подразделения – от 30 до 70 м.

*Каранаевская свита*, близкая по составу к исмагиловской свите, характеризуется присутствием линз и прослоев гипса; все слагающие ее породы в той или иной степени загипсованы. В песчаниках и аргиллитах встречаются растительные остатки. Мощность разреза достигает 60 м.

*Буранчинская свита* расположена выше каранаевской свиты; там в разрезе гипсоносных песчаников вновь появляются прослои афанитовых известняков, чередующихся с песчаниками и аргиллитами. Нижняя граница стратона проводится по подошве первого пласта афанитовых известняков; мощность его составляет от 40 до 70 м.

Подошва *сабанаковской свиты* проводится по кровле последнего пласта афанитовых известняков, а также появлению гипсоносных песчаников и аргиллитов, аналогичных таковым в каранаевской свите. Кровлю отмечают песчаники, относящиеся уже к кунгурскому ярусу. Мощность свиты – 60–80 м. Суммарная мощность объединенных стратонов составляет 140–280 м.

Иргинская и саргинская свиты нерасчлененные (*P<sub>ig</sub>-sg*). Отложения *иргинской свиты* согласно залегают на «бурцевских» породах. Они представлены известняками серыми, голубовато- и темно-серыми органогенными и тонкозернистыми, обычно отчетливо слоистыми, неравномерно глинистыми, часто окремнелыми; отмечаются прослои доломитов и мергелей. Из органических остатков присутствуют фузулиниды, мшанки, брахиоподы, спикулы губок. Среди фузулинид определены *Parafusulina lutugini* Schell., *Pseudofusulina concessa* Viss., *Ps. forakererensis* var. *uralensis* Raus. Мощность свиты – 50–80 м.

*Саргинская свита* включает в себя рифовые массивы («саргинские рифы»), которые широко развиты на западном крыле Сылвенской впадины. Рифы выходят на дневную поверхность от среднего течения р. Сылва до южной рамки карты. По берегам р. Сылва они образуют отдельные скальные возвышенности, например горы Опалиха, Куликовка у пос. Суксун; Лобач, Кленовая, Камешек у ст. Кишерть; Челпан, Большая и Малая Дубовые – северо-восточнее г. Кунгур, а также горы Казачья, Караульная, Титечная. В южной части площади высота рифов не превышает 120 м. На северном погружении Уфимского вала количество крупных рифов увеличивается, а их мощность достигает 350 м. Саргинские рифы сложены известняками светло- и темно-серыми, обычно чистыми, иногда – доломитизированными, окремненными или глинистыми, массивными, кавернозными. Кавернозные известняки часто имеют крустификационную текстуру за счет выполнения каверн кристаллами кальцита. Основными рифообразователями являются мшанки, криноидеи и брахиоподы. Основанием саргинских рифов являются слоистые известняки бурцевского и иргинского горизонтов. Возраст рифов определяется как саргинско-саранинский. В их нижней и средней частях выделена фузулинидовая зона *Parafusulina solidissima*, обнаружены остракоды зоны *Bairdia aculeate*, свидетельствующие о принадлежности к саргинскому горизонту. Верхняя часть саргинских рифов по времени образования аналогична сылвенским, в которых встречены остракоды зоны *Bairdia reussiana*, свидетельствующие о саранинском возрасте этой части рифов. Общая мощность отложений – до 170 м.

Камайская и сылвенская свиты нерасчлененные (*P<sub>km</sub>-sv*) в Камско-Уфимской подобласти Камско-Бельской СФцО распространены ограниченно, слагают восточную часть Кунгурской моноклинали.

*Камайская свита* выделена В. Д. Наливкиным в 1949 г. в Западном Приуралье и названа по Камайскому Логу, открывающемуся в долину р. Сылва западнее ст. Кышерть. Здесь находятся лучшие обнажения свиты, где хорошо видно ее залегание под сылвенскими рифами. Она распространена также почти на всем протяжении долины р. Иргина и по ее левым притокам. Лучшие ее обнажения находятся в скалах в 1,5 км ниже с. Красноосколье, где хорошо виден переход камайской свиты в вышележащую сылвенскую. Залегает ка-

майская свита согласно, с постепенным переходом, на отложения иргинского(?) горизонта. Граница между ними проводится по исчезновению фузулинид и по особому комплексу мшанок и брахиопод, свойственному камайской свите. Перекрывается стратон шуртанской свитой. Саргинский возраст камайской свиты доказывается залеганием ее под сылвенскими рифами. В западном направлении отложения постепенно сменяются органогенно-детритовыми известняками, относимыми к нерасчлененной толще саргинского–саранинского возраста. Литологически она представлена слоистыми нацело окремненными голубовато-серыми, светло-серыми, желтовато-серыми известняками с тонкими прослоями глинистых известняков и мергелей. Окремнение пород вторичное, не зависящее от слоистости и наличия фауны, чем отличается от первичных линз кремней, содержащихся в подстилающих «иргинских» породах. Из фауны в свите наиболее часто встречаются брахиоподы, мшанки, членики криноидей, мелкие фораминиферы, известковистые губки, фукоиды. Среди фораминифер определены *Parastafella* sp., *P. ex gr. pseudosphaeroidea* Dutk.; из мшанок – *Batostomella pudens* Trizna., *B. tshikaliensis* Trizna., *Hexagonella ischimbaica* Nikif., *Polipora mariae* Ravik., *H. sargaensis* Trizna., *Hexagonella ischimbaica* Niklf., *Polypora mariae* Ravik., *P. sargaensis* Trizna. и др.; из брахиопод – *Spirifer artiensis* Tshern., *Productus saraneanus* Fiks. Мощность камайской свиты изменяется от 40 до 80 м.

К сылвенской свите отнесены водорослево-мшанково-брахиоподовые биогермы («сылвенские рифы»), широко развитые на восточной окраине платформы от южной до северной границ листа. Залегают они с постепенным переходом на окремненных камайских известняках, а по простирацию замещаются межрифовыми отложениями шуртанской свиты. На дневной поверхности рифы широко развиты по р. Сылва между селами Усть-Кышертъ и Филипповское («камни» Ермак и Два Брата) и на р. Шаква у дер. Грбово. Южнее они обнажаются вдоль центральной части Уфимского вала до г. Красноуфимск, по рекам Иргина и Шуртан. Основными рифообразователями являются известковые водоросли, представленные слабоизогнутыми ветвистыми трубочками. Помимо них встречаются мшанки, брахиоподы, пеллециподы, членики криноидей, одиночные кораллы, гастроподы, мелкие фораминиферы, морские ежи, остракоды. Возраст сылвенских рифов определяется их залеганием выше слоев, охарактеризованных фораминиферами саргинского горизонта, а также содержанием фауны, руководящей для саранинского горизонта. Они перекрываются филипповской свитой и переходят по простираию в слоистые, глинистые известняки шуртанской свиты. Сложен описываемый стратон доломитами и известняками (часто доломитизированными). Рифы имеют «пластовую» форму, основания их сливаются и обособляются лишь вершины. Типичный разрез сылвенской свиты вскрыт на правом берегу р. Сылва в 250 м вверх по реке от железнодорожной станции Чикали, в скале Ермак. На северном погружении Уфимского вала сылвенские рифы вскрыты многочисленными структурно-поисковыми скважинами объединения «Пермнефть». В центральной части вала они имеют мощность до 40 м. По простираию часто облекаются детритусовыми глинистыми известняками шуртанской свиты. Общая мощность нерасчлененных свит – до 170 м.

Белокатайская свита (P<sub>1</sub>b<sub>k</sub>) получила свое название от сел Новый и Старый Белокатай, где она хорошо обнажена и типично представлена; относится к Соликамско-Дуванской СФцЗ. Детально изучил ее здесь А. В. Хабаков (1941 г.). Лучшие обнажения находятся по обоим берегам р. Уфа, между деревнями Уфа-Шигири, и Комарово, а также на правом берегу р. Уфа (выше устья р. Югуш), по долине р. Арти и на р. Ока, возле села Сухановка. В северной половине листа О-40-XXIX [51] белокатайская свита условно выделяется нами на участке между станциями Вогулка–Шамары Пермской ж. д., откуда она широкой полосой протягивается в юго-восточном направлении до р. Бисерть. Далее на север, в пределах листа О-40-XXIII [49] свита прослеживается сначала довольно узким полем западнее разезда Крутой Лог, расширяющимся затем в бассейне верхнего течения р. Сылва. Условность выделения там описываемой свиты объясняется тем, что в бассейне упомянутой реки она характеризуется необычайной пестротой и непостоянством состава, который меняется как по простиранию, так и по разрезу. Песчито-глинистые фации постепенно уступают место песчано-глинистым осадкам, в результате чего стратон с трудом отделяется от нижележащих отложений. Высокое содержание хромита в шлихах, а также присутствие галек кварцитов и кремней в белокатайских конгломератах бассейна р. Сылва свидетельствует (по данным А. В. Хабакова и В. А. Даргевич) о том, что основным поставщиком обломочного материала здесь были породы западного склона Урала и его центральной части (до габбро-перидотитового Тагильского массива), а также о менее значительной роли материала, принесенного с юго-юго-востока (эффузивы, кремнистые сланцы), тогда как в бассейн р. Бисерть материал поступал за счет размыва именно силурийских вулканитов, локализованных в окрестностях городов Нязепетровск и Ункурда.

Восточнее [51] белокатайская свита почти всюду залегает со стратиграфическим несогласием, трансгрессивно на разных подразделениях нижней перми и содержит множество внутриформационных размывов. Сложена она песчаниками, конгломератами, гравелитами, алевролитами, аргиллитами с тонкими редкими прослоями мергелей и известняков. Характерной особенностью является значительное развитие конгломератов, хотя их здесь и меньше, чем в типичных разрезах южнее рассматриваемой площади; наблюдается также быстрая фациальная изменчивость и пестрота состава. Так, алевролиты по вертикали и латерали могут сменяться аргиллитами, мергелями или песчаниками; конгломераты, насыщенные галькой, быстро переходят в редкогалечные разности, затем в песчаники. Фауна, встреченная в песчаниках, алевролитах и редких прослоях известняков, многочисленна и разнообразна. Это фораминиферы, брахиоподы, гониатиты. Наиболее характерными являются *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *P. pedissequa* Viss., *P. concessa* Viss., *P. kutkanensis* Raus., *Uraloproductus stuckenbergianus* (Krot.), *Megousia aagardi* (Toula), *Waagenoconcha humboldti* (Orb.), *Neopronorites permicus* Tachern, *Uraloceras suessi* (Karp.) и др. Нижняя граница белокатайской свиты проводится по появлению в разрезе мелкогалечных конгломератов, на площади листа она согласна; юго-восточнее листа О-40-XXIII, в центральной части Уфимского амфитеатра свита местами залегает с глубоким размывом на подстилающих отложениях. Мощность стратона – 200–800 м.

Краснокамская толща, филипповская и иренская свиты объединенные (P<sub>kk-ir</sub>). Данный комплекс объединенных отложений распространен ограниченно в пределах Камско-Бельской СФцО и в Косьюинско-Красновишерской подзоне и показан только на разрезе А<sub>1</sub>-А<sub>4</sub>, хотя сами эти подразделения распространены достаточно широко.

*Краснокамская толща*, соответствующая по объему артинскому и низам кунгурского ярусам, согласно залегает на нытвинских породах. Нижняя граница проводится по смене органогенно-детритовых известняков с разнообразной фауной кристаллическими доломитами с редкими органическими остатками. Характерным признаком является также исчезновение колониальных ругоз. Разрез слагают преимущественно доломиты, переслаивающиеся с известняками, среди которых в верхней части иногда развиты маломощные органогенные постройки. Известняки и доломиты серые, темно- и светло-серые, иногда с желтоватым и коричневатым оттенками, прослоями слабоглинистые, сульфатизированные, участками окремненные, по структуре органогенно-детритовые и кристаллические. Артинский возраст подтвержден фауной с *Pseudofusulina paraconcessa* Raus., *Ps. juresanensis* Raus., *Ps. substricta* Kon., *Ps. concessa* Raus., *Ps. consobrina* Raus., *Parafusulina* ex gr. *lutugini* (Shellw.), *Bradyina* sp., *Glomospira* ex gr. *pusilla* Geinitz. В целом мощность краснокамской толщи увеличивается с запада на восток от 32 до 236 м [34].

*Филипповская свита* на площади листа развита повсеместно, вскрыта многочисленными скважинами ниже иренской свиты. Сложена доломитами желтовато-серыми и серыми (до темно-серых) пелитоморфными, участками глинистыми и известковистыми, редко оолитовыми с прослоями известняков, включениями гипса и ангидрита. Залегает она согласно на краснокамских органогенно-детритовых известняках. Для свиты характерны мелкие фораминиферы *Ammovertella kungureneis* Zol., *Dentalina ampula* Raus., *Pseudoendothyra preobrajenskyi* (Dutk.), *Nodosaria tenaimuralis* Zol. Е. А. Гусевой в филипповских отложениях установлен комплекс остракод зоны *Peraparchites humerosus*. Мощность свиты – 20–180 м.

*Иренская свита* широко развита в пределах Камско-Бельской СФцО, где залегает согласно на филипповской свите. Она представлена серыми пелитоморфными доломитами, реже – оолитовыми и органогенно-детритовыми известняками; отмечаются прослой мергелей и аргиллитов, пласты ангидрита и гипса. Иренская свита испытывает существенные изменения литологического состава в широтном направлении. Подробно описывается ниже. Мощность ее – 50–380 м. Общая мощность объединенного стратона до 620 м.

Урминская серия (P<sub>ur</sub>) выделена М. В. Кругловым в 1933 г. в Западном Приуралье; относится к Нижнеурнинско-Чусовской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ. Представлена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, известковистыми аргиллитами; отмечаются прослой мергелей и известняков, линзы гравелитов и конгломератов, пласты ангидрита. Контакт с подстилающей карпихинской толщей постепенный; по данным М. И. Денисова (1980 г.), он был вскрыт канавами на р. Галка, в 1,5 км юго-восточнее дер. Камень. В восточной части одной из канав наблюдались сильно окремненные известняки серые и темно-серые плитчатые с многочисленными неопределенными фораминиферами. В западной части канавы выше известня-

ков залегают зеленовато-серые и серые тонкослоистые мергели; переход к ним постепенный, без четко выраженной границы.

В южной части территории (лист О-40-XXIX, [51]) урминские отложения выделялись под названием «крыловская свита» и представлены однообразным чередованием «перечных» известковистых песчаников и песчанистых глинистых сланцев. В подчиненном количестве в разрезе встречаются мелкогалечные конгломераты и весьма редкие прослои глинистых известняков. Соотношение песчаников и сланцев разнится в отдельных пачках. И в сланцах, и в песчаниках на плоскостях напластования встречаются многочисленные, но однообразные растительные остатки. Мощность урминской серии быстро увеличивается от западной границы ее развития на восток от 160 до 1800 м.

Габдрашитовская свита (*P<sub>1</sub>gb*) распространена в Соликамско-Дуванской СФцЗ; выделена в 1942 г. геологами ВНИГРИ – Н. Г. Чочиа и В. Д. Наливкиным в Юрюзанско-Сылвенской депрессии, по р. Ай. Лучшие обнажения находятся возле плотины в окрестностях дер. Теляшково, у восточного конца плотины Артинского Завода, на правом берегу р. Уфа, ниже устья р. Югуш и в 6 км от дер. Пристань (гора Кашкабаш). Свита сложена чередованием плитчатых песчаников и мелкослоистых тонкоплитчатых аргиллитов; характерно наличие небольших линз и прослоев серых афанитовых глинистых известняков, являющихся отличительным признаком стратона. Подчиненную роль в разрезе играют конгломераты. Переход к нижележащей белокатайской свите постепенный. Песчаники в основном мелкозернистые, образуют слои небольшой мощности. Они обычно известковистые плотные твердые, содержат многочисленные растительные остатки, редкие обломки раковин брахиопод, обрывки мшанок. Среднезернистые, крупнозернистые и гравийные разности псаммитов встречаются редко. Аргиллиты зеленовато-серые плотные тонкоплитчатые; отмечаются также неяснослоистые их разновидности, имеющие массивную структуру и заключающие иногда до 30 % мелкой хорошоокатанной гальки разного состава (так называемые «пуддинги»). Афанитовые глинистые известняки менее развиты на юге, где обычно залегают линзами; их значительно больше на севере, где они образуют мощные прослои, имеющие часто «конкреционное» сложение. В конкрециях известняков нередко встречается фауна гониатитов и брахиопод. В песчаниках, аргиллитах и непосредственно в известняках обнаружена руководящая фауна фузулинид, брахиопод и гониатитов. Фузулиниды – *Pseudofusiella solida* Schellw. var. *allaguvatovi* Raus., *Ps. concavutas* Viss., *Ps. kutkanensis* var. *transedeus* Raus. (бурцевский горизонт, по определению Л. П. Гроздиловой). Брахиоподы – *Productus* (*Muir-Woodia*) ex gr. *artiensis* Tschern., *Pr. (Dictyoclostus)* aff. *gruenewaldti* Krot., *Choneles (Chonetina) artiensis* Krot., *Ch. (Lissochonetes) transitionis* Krot., *Spirifer (Spiriferella) saranae* Vern., *Derbia(?)* sp. indet., *Camarophoria* sp. По определению Д. Л. Степанова, возраст пород, содержащих перечисленный комплекс брахиопод, позднеартинский. Мощность свиты – 400–1800 м.

Филипповская свита (*P<sub>1</sub>fl*), относящаяся к Косьюинско-Красновшерской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ, впервые была описана В. А. Варсановьевой в 1915 г., одноименный горизонт обоснован Н. П. Гера-

символическим в 1952 г. Стратотип свиты принят по серии обнажений и карьеров на правом берегу р. Сыльва у с. Филипповское. Нижняя граница проводится по смене известняков и доломитов с богатой и крупной фауной криноидей, мшанок, брахиопод артинского яруса, доломитами и доломитизированными известняками с редкой мелкорослой фауной пеллеципод, брахиопод и мшанок. Верхняя граница отбивается сменой карбонатного разреза ангидритами ледяно-пещерской пачки иренской свиты, что четко фиксируется на гамма-каротажных и электрокаротажных диаграммах. Представлена филипповская свита известняками и доломитами (при доминировании последних), иногда с редкими прослоями глин, включениями и небольшими прожилками гипса и ангидрита, с редкой мелкорослой фауной, остатками водорослей и мелким растительным детритом.

В филипповской свите редко встречается фауна, представленная брахиоподами, фораминиферами, пеллециподами, гастроподами и остракодами. Более разнообразны по составу мелкие фораминиферы, которые представлены следующими формами: *Glomospira* ex gr. *gordialis* Jones et Parker., *Globivalvulina buloides* Brady., *Dentalina* ex gr. *labiata* Spand., *Nodosaria* aff. *krotovi* Tscherd., *Nodosaria* cf. *wjatkensis* Tscherd., *Geinitzina* ex gr. *spandeli*. Кроме того определены *Ammovertella inversa* (Schellw.), *Globivalvulina bulloides* Bradyi, *Dentalina farcimen* Sold., *Aimnodiscus kamae* Tscherd., *Syzrania bella* Reitl., *Nodosaria netschaewi* Tscherd. В стратотипическом разрезе, описанном Г. С. Порфирьевым, свита подразделена на три пачки (снизу вверх): петропавловскую, усть-каменскую, михинскую. Мощность ее изменяется в пределах 20–180 м.

Иренская свита (*P<sub>ir</sub>*) широко развита в Камско-Бельской СФЦО, залегающая согласно на филипповских породах. По объему отвечает одноименному горизонту кунгурского яруса. Свита испытывает существенные изменения литологического состава в широтном направлении. К «классической» иренской свите отнесен тип разреза, в котором сульфатные пачки чередуются с карбонатными. Всего в ее составе выделено семь литологических пачек (снизу вверх): ледяно-пещерская, неволинская, шалашнинская, елкинская, демидовская, туюнская и лунежская. Четные пачки сложены карбонатными породами, нечетные – сульфатными. На отдельных участках (окрестности сел Уинское и Седа) в верхней части иренской свиты отмечаются линзы, прослои серых глин и алевролитов.

Пять первых пачек (слагающих нижнюю половину разреза) объединены в нижнеиренскую, две верхние – в верхнеиренскую подсвиты. Стратотипические разрезы повторно детально изучены в обнажениях по берегам рек Сыльва и Ирень (Денисов, 1991).

Иренскую свиту слагают серые пелитоморфные, реже оолитовые и органично-детритовые доломиты с прослоями мергелей, аргиллитов, известняков и пластов ангидрита и гипса. В многочисленных обнажениях по рекам Сыльва, Шаква, Ирень (у сел Сыльвенское, Неволино, Плеханово, Елкино) из неволинской пачки разными исследователями выделены: фораминиферы *Glomospira assimetrica ovides* Zol., *Gl. unciata* Zol., *Pseudofuzulina kungurensis* Zol., *Ps. romanovi* Zol., *Ps. romanavi* Zol. и др.; остракоды *Paraparchites* Mart., *Healdinella* aff. *cuneola* Jones et Kirkby., *Bairdia devulia* Kotsch., *B. nevoli-*

*nelinensis* Guss., *Monceratina kungurica* Mart.; пелециподы *Aviculopecten netschajewi* Lich., *Bakewellia antiqua* и др., брахиоподы *Productus paraarcticus* Gerass., *Pr. theodossianus* Gerass.; гониатиты *Orthoceras* aff. *calanuss* Kon., *Or. paragastrioceras* Mirsk. Из той же пачки у пос. Полазны определено много (свыше 40) видов мелких фораминифер (из них типичны *Hemigordius asimnietrica* Zol., *Tetrataxis secunda* Zol. et. Igon., *Nodosaria polasnae* Zol. et Sossip., *Pseudofusulina jelkinensis* Zol., *P. polasnensis* Zol., *P. schesta kovae* Bary), а также брахиоподы *Derbya grandis* Waag., *Marginifera midis* Ger., *M. romanovi* Ger.; мшанки *Polypora martis* Fisch., *P. biarmica* Keys. Мощность иренской свиты – 20–500 м.

Лекская свита (P<sub>1</sub>lk) относится к Бардинской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ; распространена на юге территории (в пределах Юрюзано-Сылвенской впадины), где сульфатно-карбонатный разрез карнауховской свиты сменяется сульфатно-терригенными отложениями, выделяемыми в лекскую свиту (Денисов, 1984). На дневную поверхность этот стратон выведен в центральной и восточной частях впадины, образует обнажения по рекам Лысьва, Барда, Сылва и их притокам. В приосевой и западной частях упомянутой впадины описываемые отложения залегают под кошелевской свитой и вскрываются лишь скважинами. Лекская свита согласно перекрывает отложения артинского возраста. Нижняя ее граница проводится в подошве сульфатной пачки, залегающей на терригенно-карбонатных и терригенных породах дивьинской, саргинской, габдрашитовской свит или урминской серии с характерной и разнообразной фауной артинского яруса.

Литологический состав лекской свиты фациально изменчив. В западных ареалах преобладают глины и мергели с прослоями известняков; по направлению на восток они сменяются алевролитами и песчаниками, а в самых восточных разрезах появляются более или менее мощные слои гравелитов и конгломератов. В основании свиты в подавляющем большинстве случаев залегает пачка ангидритов, хорошо выделяющаяся на электрокаротажных диаграммах повышенными значениями сопротивлений. Верхняя часть стратона в западных разрезах выполнена известняками и доломитами с тонкими (до 0,25 м) прослоями мергелей, аргиллитов, песчаников. К востоку в этой пачке нарастает «грубозернистость» обломочных пород, увеличивается количество глинистого материала, а карбонатные осадки постепенно исчезают из разреза. В самых восточных частях зоны развития лекской свиты ее верхи полностью слагаются разнотернистыми гравийными песчаниками, гравелитами и конгломератами, хотя в отдельных разрезах преобладают песчаники, вмещающие прослой мергелей, аргиллитов, алевролитов, линзы гравелитов и конгломератов. По р. Бисерть, в юго-восточной части изученной площади, линзы и прослой псефитов достигают 2–5 м мощности. Гальки в конгломератах представлены кварцитом (38%), эффузивными породами (до 20%), известняками (6–14%), яшмами (6–14%), черными кремнями (6%). В конгломератах, обнажающихся в верхнем течении р. Сылва, преобладают кварциты (32–43%), изверженные породы (37%), кремни (до 29%), окремненные карбонаты (до 15%).

Фауна в лекской свите бедная: встречаются преимущественно плохо сохранившиеся мелкие пелециподы и головоногие. У станции Кормовище



Б. И. Чувашовым собраны остракоды *Paraparchites longus* Kotsch. (зона *Paraparchites humerosus*) и проблематичные водоросли *Silvaella tubularis* Tschuv. Остракоды свидетельствуют о принадлежности отложений к филипповскому горизонту кунгурского яруса. Мощность стратона в основном колеблется от 70 до 140 м; нарастание ее происходит на восток. В Бардинской подзоне мощность лекской свиты – 300–540 м.

Лекская и кошелевская свиты нерасчлененные ( $P_{lk-k\check{s}}$ ) картируются в Нижнеуныинско-Чусовской и Бардинской подзонах Соликамско-Дуванской СФцЗ. Распространены только в восточном борту Соликамской впадины (северная часть территории листа) и на западе Юрюзанско-Сылвенской впадины. На севере стратон сложен серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, аргиллитами и ангидритами с прослоями мергелей, глинистых известняков, а в верхах разреза – и каменных солей. Для лекской свиты характерно преобладание аргиллитов и алевролитов, в кошелевской свите доминируют песчаники и гравелиты. Характерно разнообразие петрографического состава обломков, среди которых все же преобладают эффузивные разности; в меньшем количестве присутствуют кремни, полевой шпат, плагиоклаз, кварц, еще реже – алевролиты и аргиллиты. Эти отложения охарактеризованы кунгурским спорово-пыльцевым комплексом, брахиоподами *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Linoproductus cora* (Orb.), остракодами *Paraparchites burcemis* Mart. и др. В Юрюзанско-Сылвенской впадине разрез нерасчлененных свит внизу представлен чередованием тонкоплитчатых мергелей, аргиллитов, песчаников и алевролитов, вверху наблюдаются ритмично построенные гипсоносные песчаники и алевролиты с линзами конгломератов. Мощность подразделения – 400–650 м.

Кошелевская свита ( $P_{k\check{s}}$ ) как самостоятельный таксон выделяется в Косьюинско-Красновишерской и Бардинской подзонах Соликамско-Дуванской СФцЗ. На поверхность он выходит в долине р. Язьва (между деревнями Кичигино и Нижнее Бычино), а также по р. Вальва (левый приток р. Яйва). На востоке территории (листы О-40-XXIX, XXXV) кошелевские отложения выходят по рекам Малая Тавра, Бугалыш (возле дер. Средний Бугалыш и в дер. Юва), а также по р. Уфа ниже дер. Рахмангулово [54]. Разрез свиты на р. Язьва изучен в обнажениях, картировочных и структурно-поисковых скважинах (Денисов, 1980). В ее основании находится пачка ангидритов с гнездами и прослоями гипсов и загипсованных глин мощностью до 14 м (скв. 520, Яборовский профиль); выходы этой пачки на дневную поверхность образуют цепь карстовых воронок у дер. Верхняя Язьва. Выше залегает пачка серых мергелей и алевролитов с тонкими прослоями ангидритов; мощность ее – 25 м. В скв. 6559, расположенной в 3 км к северу от пос. Цепел, над этой пачкой вскрыты каменные соли мощностью 30 м. Отложения, покрывающие каменную соль, представлены переслаиванием алевролитов и песчаников с известняками и мергелями. Более терригенный тип разреза наблюдался на самом юго-востоке территории: здесь свита представлена чередующимися песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими линзы известковистых конглобрекчий, гипсов и «обычных» конгломератов [54]. Описываемый стратон отличается от артинских песчано-сланцевых отложений наличием линз свое-

образных конглобрекций, состоящих из хорошоокатанных галек уральских пород в сочетании с преобладающими угловатыми обломками кремней и известняков, цементированными песчано-известковым материалом. Преобладают обломки кремня и известняка. В известняковых обломках различной окатанности часто встречаются колониальные кораллы, гидрактиниоды, брахиоподы, фузулиниды карбона, а в цементе – фрагменты мшанок, фузулинид, брахиопод и членики криноидей. Величина обломков – от 1 мм до 5 см. Наибольшей («валунной») величины достигают обломки известняков. Такой состав псефитов может указывать на существование сноса одновременно как с южной части Уфимского плато (гидроактиноидные известняки, известняки с фузулинидами и угловатые обломки кремней), так и с Урала (валуны с фауной нижнего карбона). Мощность кошелевской свиты – до 495 м.

Поповская свита (P<sub>pp</sub>) выделена П. А. Софроницким в 1949 г. в Среднем Предуралье; здесь картируется в Бардинской подзоне. Сульфатно-терригенные отложения кошелевской свиты к западу постепенно сменяются сульфатно-карбонатно-глинистыми, отвечающими описываемому стратону (Снитко, 2010). Поповская свита развита полосой (шириной 2–15 км) восточнее линии Суксунского сброса; выходит на поверхность в бассейне р. Шаква и верхнем течении р. Иргина. По северной окраине Соликамской впадины и на ее восточном борту разрезы поповской свиты вскрыты в скважинах [236]. Полная мощность поповской свиты в скв. 968 составляет 444 м. В южной части территории полный ее разрез вскрыт в скв. 3463 на р. Юрман (лист О-40-XXI, [35]). Он представлен двумя пачками: нижней сульфатной и верхней карбонатно-глинистой. Первая из них в подошве сложена ангидритами и каменной солью, согласно залегающими на карнауховской свите. Вверх по разрезу они сменяются переслаиванием глинистых доломитов, мергелей, ангидритов, включающих иногда небольшие прослои алевролитов и песчаников. Ангидриты голубовато-серые кристаллические с включениями и линзами темно-серых полуаморфных доломитов. Каменная соль серая кристаллическая с включениями доломита и ангидрита, часто содержит значительную примесь глинистого материала. Верхняя пачка внизу сложена известняками и доломитами, выше подавляющую часть разреза слагают аргиллиты и мергели с редкими прослоями известняков и доломитов. Встречаются пласты тонкого переслаивания аргиллитов, мергелей, селенитов и ангидритов. Из органических остатков в породах поповской свиты присутствуют брахиоподы *Dielasma plicate* Kut., *D. elongatum* Schloth.; пелециподы *Bekewellia antiqua* Munst., *Lithophaga consobrina*, а также остракоды и мелкие фораминиферы. Из растительных остатков обнаружены *Psigmophyllum cumifolium* Kutorga., *Cordaites principalis* Schmal., *Calipteris* sp., *Dolerophyllum* sp. Общая мощность поповской свиты изменяется от 345 до 500 м [237] с ее увеличением в восточном направлении.

Березниковская свита (P<sub>bz</sub>) принадлежит к Косьвинско-Красновишерской подзоне Соликамско-Дуванской СФцЗ. Отложения свиты достигают значительной мощности в центральной части Соликамской впадины; в пределах площади исследования на дневную поверхность они не выходят [236]. Западная граница развития свиты установлена по скважинам и проходит (с севера на юг) вдоль нижнего течения р. Вишера к ее устью, далее – по пра-

вому берегу р. Кама через пос. Тюлькино, дер. Дуброво, пос. Орел, затем вновь по левому берегу р. Кама к пос. Никулинская База. На стыке Предуральянского прогиба и Русской плиты эти отложения довольно быстро (на протяжении нескольких километров) замещаются иренской свитой.

По литологическому составу березниковская свита делится на три пачки (снизу вверх): глинисто-ангидритовую, соляную и переходную. Верхняя граница первой из них проводится по появлению в разрезе мощных пластов каменной соли, относимых уже к соляной пачке. Основными породами, слагающими нижнюю пачку, являются ангидриты, глины, мергели, доломиты, алевролиты и соли, присутствующие здесь в разных сочетаниях и соотношениях. В западных разрезах преобладают глинисто-мергелистые и карбонатные отложения; частые прослои известняков и песчаников тяготеют к восточным участкам развития свиты. Мощность отдельных слоев литологических разностей колеблется от нескольких сантиметров до нескольких метров или десятков метров. Увеличение мощности соляных пластов (как и всей глинисто-ангидритовой пачки) происходит с запада на восток – от 159 м (скв. 943) до 310 м (скв. 966).

Выше ее сменяет «соляная» пачка. С начала освоения Верхнекамского месторождения она подразделяется на пять вертикальных зон: «подстилающую каменную соль», «сильвинитовую» и «карналлитовую» зоны, «покровную каменную соль» и «переходную» зону. Последняя (относимая нами к верхней пачке свиты) включает пласты каменной соли, переслаивающиеся с мергелями, ангидритами и глинами. На верхнюю границу этой пачки падает резкое изменение спорово-пыльцевых спектров и полное исчезновение фаунистических остатков; мощность ее в центральной части упомянутого месторождения составляет в среднем 20 м. Полная мощность березниковской свиты колеблется от 600 до 750 м. В западном направлении происходит быстрое замещение соляной и глинисто-ангидритовой ее пачек вначале галогенно-карбонатно-сульфатными, а далее сульфатными отложениями иренской свиты. Детально условия накопления и факторы эпигенеза соленосных образований Соликамской впадины рассмотрены в книге А. И. Кудряшова, посвященной описанию Верхнекамского месторождения солей (2013 г.), связанных с березниковской свитой.

Соликамская свита (P<sub>1</sub>sl) выделена Г. Фредериксом в 1932 г. на западном склоне Урала. Изученные при ГДП-200 разрезы стратона существенно отличаются в разных подзонах одной СФцЗ. В платформенной части листа О-40 подобные же различия в наполнении соликамской свиты фиксируются в Камско-Уфимской и Икско-Обвинской подобластях Камско-Бельской СФцО.

Свита согласно, в некоторых разрезах с перерывом, залегает на породах иренской свиты. О наличии перерыва свидетельствует доломитовая конгломерация мощностью 0,6–1,2 м в основании соликамской свиты. Сложена свита известняками, доломитами, мергелями, аргиллитами, песчаниками. В юго-восточной и восточной частях листа преобладают песчано-глинистые породы; в центральной, западной и северо-западной – карбонатные. На большей, восточной, половине листа в верхней части свиты, на 15–25 м ниже кровли залегает постоянный прослой в 2–4 м голубовато-серого ангидрита, являющегося при бурении четким репером, называемым «репер-гипс». Прослой

гипса и ангидрита незначительной мощности местами имеются и в нижней части разреза.

В пределах Камско-Уфимской структурно-фациальной подобласти отложения свиты широко распространены, преимущественно выходят на дневную поверхность и лишь частично уничтожены эрозией. На севере территории свита сложена известняками и мергелями с прослоями и пачками доломитов, ангидритов, гипсов, глин, песчаников и каменной соли; известняки и мергели содержат разнообразные органические остатки, в основном брахиоподы, пелециподы и остракоды.

В пределах Камского свода и Чермозской седловины стратон подразделяется на две части [39]; нижняя (мощностью от 60 до 100 м) известна под названием «глинисто-мергелистая толща». Она сложена однообразными серыми и темно-серыми мергелями, аргиллитами и глинами, переслаивающимися между собой. Отдельные прослои содержат обильный растительный детрит, раковинки остракод и пелеципод (*Lingula orientalis* Golow., *Netschajevi tschernyschewi* Lich.). В верхней части толщи отмечен прослой известняков с фауной брахиопод; здесь разными исследователями определены *Dielasma elongata* Schloth., *Cancrinella cancriniformis* Tschern., *Neophricodothyris asiatica* (Chao), *Lingula orientalis* Golow. и др. В этом же прослое В. В. Барышниковым обнаружены мелкие фораминиферы *Nodosaria* ex gr. *netschajevi* Tscherd., *Dentalina* cf. *farcimen* Sol., *Frondicularia longissima sintasica* Igon. Полная мощность соликамской свиты в этих разрезах составляет 150–200 м.

На юге территории (листы О-40-XXI, XXVII), в Пермско-Башкирском своде отложения, относимые [35] к соликамской свите, подразделены на нижнюю – сульфатно-карбонатную и верхнюю – карбонатно-терригенную пачки. Первая выходит на поверхность по левым притокам р. Ирень, вдоль рек Большой Тарт, Уя, Аспа, Сып, Ашап, Бырма, а также на правобережье р. Ирень вблизи деревень Денисовка, Сходская, напротив села Усть-Турка. Она сложена доломитами, ангидритами, гипсами, аргиллитами, мергелями, глинами и песчаниками. В основании часто наблюдаются прослои брекчий, состоящих из несортированных обломков белых доломитов, серых известняков, песчаников, цементированных доломитом. Широкое развитие в низах пачки имеют прослои оолитовых доломитов, залегающих в 1,5–4 м выше кровли «лунежской пачки».

В Уньинском районе в основании свиты залегают зеленовато-серые, голубовато-серые, серые мелко- и среднезернистые слоистые загипсованные полимиктовые песчаники с прослоями розовых и белых селенитов, включениями обугленных растительных остатков.

Верхняя (карбонатно-терригенная) пачка выделена только на территории листа О-40-XXVII, где она выходит на поверхность на левобережье р. Ирень, слагая склоны и вершины водоразделов и погружаясь в западном направлении под шешминские отложения.

Нижняя ее граница устанавливается в кровле слоя гипсов, прослеживающегося на большей части площади и хорошо выделяющегося на электрограммакаротажных диаграммах. Верхняя граница фиксируется в кровле слоя афанитовых окремнелых плитчатых известняков с фауной остракод соликам-

ского горизонта. Карбонатно-терригенная пачка сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, включающими прослой плитчатых пелитоморфных известняков, иногда мергелей и линзы гипсов.

В Икско-Обвинской подобласти соликамские отложения имеют меньшую мощность и более выдержанный состав, хотя и здесь есть некоторые отличия. Стратон залегает согласно на подстилающей иренской свите и представлен сероцветными существенно карбонатными породами с прослоями ангидритов, мергелей и терригенных образований.

Нижняя граница соликамской свиты проводится по подошве сероцветных известняков, согласно залегающих на иренских ангидритах или ангидритизированных доломитах. Мощность ее на описываемой территории изменяется от 9 до 90 м, увеличиваясь в восточном направлении.

Мощность соликамских отложений увеличивается с запада на восток от 25 до 230 м.

Шешминская свита (P<sub>1</sub>šš) выделена В. И. Игнатьевым в 1977 г. на Русской плите, здесь картируется в пределах Камско-Бельской СФцО, где имеет достаточно широкое распространение; по объему отвечает одноименному горизонту. Свита характеризуется большой пестротой литологического состава и существенной фациальной изменчивостью. Наряду с преобладающими песчано-глинистыми красноцветными образованиями в ней присутствуют серые известковистые аргиллиты и песчаники, пестрые и серые мергели с незначительными по мощности прослоями конгломератов, включающих гальку уральских пород. Западнее меридиана р. Кама количество и мощность песчаных прослоев уменьшается до 10–20 % за счет увеличения в разрезе глин и алевролитов. Всем породам свойственны значительная известковистость и загипсованность; увеличение последней отмечается с востока на запад. В отложениях свиты наблюдаются внутриформационные размывы; песчаники иногда залегают в виде линз, выполняющих руслообразные промоины.

Нижняя граница шешминской свиты проводится по исчезновению из разреза плитчатых кремowych известняков и доломитов и появлению мощных слоев красно-бурых аргиллитов, алевролитов и песчаников; кроме того, она обосновывается палеонтологически (комплекс остракод). В скважинах совпадает с кровлей хорошо выдержанного слоя (мощностью до 3 м) ангидритов, гипсов или загипсованных глин, характеризующихся пиками высоких электросопротивлений. Литологически свита подразделена на две подсвиты – нижнешешминскую и верхнешешминскую. Первая по своему составу является глинисто-песчаной. В ней преобладают песчаники, менее развиты красноцветные глины и алевролиты, присутствуют редкие маломощные прослой серых известняков. Песчаники образуют довольно мощные линзообразные тела среди красноокрашенных глин и алевролитов; в подошве песчаниковых слоев наблюдаются прослой внутриформационных конгломератов, отмечается общее увеличение размеров обломочного материала. С песчаниками связано медное оруденение. Фаунистически отложения нижней подсвиты охарактеризованы слабо. В них встречены остракоды, пелелиподы, растительные остатки.

Ю. А. Зекиной из обнажений и скважин определены остракоды, свойственные шешминскому горизонту: *Suchonella* aff. *kagalensis* Kotsch., *Darwinula* aff. *propria* Kotsch., *D.* cf. *angusta* Mand., *D.* ex gr. *petschorica* Kash., *D.* cf. *ovataeformis* Kash., *D. nana* Mand., *D. scolia* Mand., *D. biriensis* Pal., *Darwinuloides djurtjulensis* Pal. и др. На севере листа О-40-XX встречены единичные *Ostraeoda inserta sedis*, а на правом берегу р. Турва (ниже села Бар) В. П. Владимирович обнаружены *Paracalamites striatus* (Schmal.) Zalesky., *Comia biarmiea* (Zalesky) Vladimirovich, *Calliptaris lobata* (Morris) Zalesky. Из растительных остатков в шешминских отложениях на южной окраине г. Пермь В. П. Владимирович определила формы, также характерные для шешминского горизонта: *Sphenopteris bifida* Schmal., *Callipteris erosa* Zal., *Gomia biarmica* Vlad. И. А. Ефремовым и Е. П. Вьюшковым вблизи пос. Юг (лист О-40-XXI) найдены рептилии *Brithopas priscus* Kut., *Denterosaurus* и остатки неопределимых амфибий.

Многочисленные проявления медной минерализации, локализованные в низах свиты, приурочены в основном к среднезернистым известковистым пестроцветным песчаникам, часто с обуглившимися растительными остатками. Псаммиты обычно косослоистые, образуют линзовидные тела (мощностью 0,5–30 м), в плане имеют лентообразную форму. Залегают они обычно с размывом на подстилающих породах. Залегают они обычно на подстилающих образованиях; в отдельных линзовидных телах присутствуют отложения с гальками местных уральских пород, ширина тел достигает 150 м. Оруденение неравномерное, чаще приурочено к нижней и средней частям песчаных линз.

Верхнешешминская подсвита имеет существенно песчано-глинистый состав с подчиненной ролью карбонатных пород. Она представлена красноцветными глинами, аргиллитами, алевролитами с тонкими прослоями и линзами зеленовато-серых песчаников. Характерной чертой подсвиты является присутствие в разрезе прослоев конкреционных известняков псевдооолитовой структуры. В породах встречаются многочисленные скопления гипса, сильно загрязненного глинистым материалом. Хорошие естественные разрезы этой части свиты в пределах рассматриваемой площади отсутствуют. Структурно-поисковые скважины объединения «Пермнефть» вскрывают данные отложения без отбора керна. К мергелям и известнякам иногда приурочены растительные остатки и остракоды. В одном из прослоев известняков на горе Шишка в 1,5 км западнее дер. Красная Горка (лист О-40-XXVII) В. А. Молиным определены остракоды позднекунгурского возраста: *Darwinula pavlovekaja* Kasch., *D. pyriformis* Kasch., *D. biriensis* Pal., *D. sobela* Kasch., *D. lubimovae* Kasch., *Palaeodarwinula inserta* (Kasch.), *P. abunta* (Mand.), *P. angusta* (Mand.). Наиболее полный комплекс «неморских» остракод собран А. А. Болотовым из верхнешешминских пород на правобережье р. Кама – ниже пос. Усть-Нытва и у дер. Казанка (лист О-40-XX); в дополнение к указанному выше он содержит *Darwinula lancetiformis* Kash., *D. procera* Man., *D. luburaevoensis* Pal., *D. lubimovae* Kash., *D. abunda* Man., *D. ufimiensis* Bel., *D. angusta* Man., *D. parphenovas* Bel., *D. martjevi* Pal., *Prasuchonella seolia* (Man.), *P. kargalensis* (Kotsch.), *P. stelmartha* (Kash.), *Darwinuloides djartjulienensis* Palant., *Vumella timanica* (Kash.), *V. petschories* (Kash.), *Senusiella pergrafica* Man., *Volganella spizharsky* Man., *Tomiella* sp., *Iniella* sp. Ю. Л. Зекиной из

отложений в верховьях рек Юг, Юмыш, Бырма (листы О-40-XXI, XXVII), помимо названных, установлены позднекунгурские остракоды *Darwinula nana* Mand., *D. scolia* Mand., *D. ex gr. petschorica* Kash. Верхняя часть разреза шешминской свиты на значительных участках площади подверглась эрозии (иногда отсутствует совсем); разной величиной эрозионного среза обусловлено большое колебание мощностей стратона. Полные мощности свиты, вскрытые в скважинах, изменяются от 125 до 375 м.

Жежимская свита ( $P_1^{жж}$ ) выделяется в Мезенской СФцО, где распространена крайне ограниченно; сопоставляется с нижней частью шешминского горизонта. Свита представлена известняками с прослоями известковистых глин и полимиктовых песчаников. Известняки коричневато-серые, светло-серые обломочные, микросгустковые и оолитовидные, содержат единичные фрагменты раковин остракод *Darwinula stelmachovi* (Spizhar.), *D. internata* (Spizhar.), *Tomiella* sp. Для низов разреза обычно присутствие пласта (мощностью до 8 м) темно-серых пелитоморфных известняков с включениями зерен кварца и раковинного детрита. Очень характерны линзообразные прослои (мощностью 3–10 см) темно-коричневых и черных кремней. В известняках и глинах по трещинам и в пустотах часто встречаются почковидные коллоидно-зональные агрегаты красноватого и желтовато-коричневого халцедона. Наличие этих образований и кремней, а также обломочная структура известняков придают породам свиты уникальный облик. Возраст подразделения установлен по положению в разрезе и определениям остракод. Мощность его – 40–50 м.

Устькуломская свита ( $P_2^{ук}$ ), залегающая согласно на вышеописанном стратоне, с некоторой долей условности может быть разделена на две части: нижнюю, сложенную красноцветными глинами с прослоями известняков и серых глин («донская фация» по Н. Н. Ростовцеву), и верхнюю, целиком представленную красноцветными глинами и песчаниками с линзами гравелитов. Граница между ними постепенная и устанавливается по исчезновению из разреза известняков. Глины в большинстве своем песчано-алевритовые, содержат многочисленные глинистые катуны, обломки песчаников и красноватых известняков. Песчаники зеленовато-серые и светло-коричневые полимиктовые на глинистом цементе; в составе обломков преобладают кварц, известняки; в меньшем количестве присутствуют зерна кремней и полевых шпатов. Гравелиты сложены обломками бурых мергелей, кварца, силицитов и изверженных пород. Свита отнесена к верхней части шешминского горизонта на основании находок богатых палинологических комплексов и пресноводной фауны антракозит, филлопод и остракод. Мощность ее – до 120 м.

Белебеевская свита ( $P_2^{бл}$ ) картируется в Камско-Бельской СФцО; представляет верхнюю часть красноцветных отложений, слагающих наиболее высокие водоразделы [48]. Распространение ее на площади среди выходящих на поверхность подразделений перми является самым высоким, как и их изученность. Одновозрастность пород белебеевской свиты с казанскими морскими сероцветными отложениями, развитыми западнее, подтверждается комплексом органических остатков, нижней половине биармийского отдела, а также при прослеживании «казанских» разрезов от скважины к скважине в

зоне перехода сероцветных морских отложений в красноцветные осадки. Нижняя граница белебеевской свиты проводится по исчезновению загипсованности, свойственной нижележащим шешминским породам, а также по подошве конгломератов (либо известняков) слагающих основание описываемого стратона [48]. Свита залегает с размывом (с различной глубиной эрозионного среза) на подстилающих отложениях. В нижней части разреза она представлена песчаниками и аргиллитами, содержащими линзы конгломератов, прослой известняков и мергелей. В 2 км восточнее пос. Большакино (лист О-40-XX) Ю. Л. Зекиной определены остракоды казанского возраста: *Healdia* ex gr. *vulgaris* Katsch., *Pascianella* sp., *Darwinula pergusta* Kash., *D. abunda* Mand., *Darwinuloides sentjakensis* Shar. и др. На листе О-40-XXXII [52] определены остракоды *Darwinula belousovae* Bel., *D. tuimasensis* Kotsch., *Sinusuella ignota* Kash., *Placidea lutkevichi* Spizh., пелецеподы *Abiella* cf. *angulata* Pogor., *Paleomutella* ex gr. *longissima* Gus.

Верхние уровни свиты обнажаются на вершинах наиболее крупных возвышенностей, таких как горы Бабкинская, Белая Гора, Осиновая и др. Полные разрезы на площади отсутствуют. Литологически верхи свиты представлены красноцветными известковистыми аргиллитами с прослоями серых их разностей, известняков, линзами сероцветных песчаников и крупногалечных конгломератов. Петрографический состав обломочного материала довольно разнообразен. Крупные гальки и валуны сложены главным образом кварцитами и кварцитовидными песчаниками (белыми, желтоватыми, розовыми и серыми), эффузивными и кремнистыми породами; иногда встречается галька окремнелых известняков с фауной фузулинид и брахиопод артинского века. Мелкие гальки конгломератов представлены кремнями различной окраски, кварцитами и эффузивами. Мощность псефитовых линз достигает 15 см.

На территории листа О-40-XX (у дер. Ключики) в верхнебелебеевских отложениях Ю. Л. Зекина определила остракоды казанского возраста: *Darwinula* aff. *inervia* Mand., *D. belebeica* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* Schar. В разрезе скв. 63 Юссук (лист О-40-XXXII) нами обнаружены и определены остракоды «белебеевского комплекса»: *Darwinula alexandrinae* Bel., *D. belebeica* Kotsch., *Prasuchonella nasalis* Sharap. и др. ([52]. По данным В. А. Бабеньшева [38, 45] в свите установлены и другие виды остракод: *Darwinuloides triangulus* (Bel.), *Volganella laevigata* Schn., *Placidea lutkevichi* (Spizh.), *Darwinula* aff. *chramovella* Bel., *D. ingrata* Lub.; *D. fainae* Bel., *D. serpula* Bel., *Palaeodarwinula belebeica* Bel., *P. fainae* Bel., *P. serpula* Bel. Мощность белебеевской свиты – 120–255 м.

Кужбинская и керченская свиты нерасчлененные (P<sub>2</sub>kž–kč) ограниченно распространены в Мезенской СФцО, картируются на севере листа О-40. Кужбинская свита представлена красноцветными глинами и песчаниками, сходными с породами подстилающей устькуломской свиты. Различие заключается в большем количестве песчаных пластов и прослоев галечников. Керченская свита, отвечающая верхней части казанского яруса, сложена красными известковыми глинами и мергелями с прослоями песчаников и светло-серых глинистых известняков, содержащих фауну пресноводных казанских остракод *Darwinula borealis* Kash., *D. fainae* Bel., *Vymella dobrynini* Kash., *Permiana posneri* Kash. Мощность стратона – 100–250 м.



Уржумская свита ( $P_{2ur}$ ) относится к Икско-Обвинской подобласти Камско-Бельской СФцО, где залегают согласно на белебеевской свите и при более крупномасштабном картографировании [38, 45] подразделяется на две подсвиты, каждая из которых состоит из двух пачек. Нижняя подсвита (с двумя пачками – максимовской и ильинской) слагается переслаивающимися полимиктовыми песчаниками, глинистыми алевролитами, алевропелитами (часто известковыми), глинами аргиллитоподобными, мергелями с редкими прослоями известняков и линзами конгломератов; мощность подсвиты – до 180 м. Верхняя подсвита (подразделяется на белохолуницкую и сырьанскую пачки) представлена переслаивающимися глинистыми алевролитами, алевропелитами, мергелями и полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями известняков; в ее основании – разнозернистые песчаники и конгломераты с галькой кварцитов и кремней; мощность подсвиты – до 270 м. В песчаниках основания белохолуницкой пачки изучены (лист О-40-XIX) два местонахождения фауны тетрапод – последние тетраподы относятся к зоне *Estemmenosuchus uralensis* диноцефалового фаунистического суперкомплекса: *Collidosuchus tchudinovi* Gubin, *Biarmosuchus terner* Tchud., *Estemmenosuchus uralensis* Tchud., *E. mirabilis* Tchud., *Chthomaloporus lenocinator* Tchud., *Otsteria netzvetajevi* Tchud. и др. В пункте Ежово в этих же слоях встречены пелециподы *Palaeomutela* cf. *krotowi* Netsch., *P. numerosa* Gusev, *P. cf. rectodorsala* Gusev. Мощность уржумской свиты – до 350 м.

Котельничская и вятская свиты нерасчлененные ( $P_{3kt-vt}$ ) выделяются в Камско-Бельской СФцО; завершают разрез пермских отложений на территории листа О-40. Они изучены в естественных обнажениях, дорожных выемках, карьерах и буровых скважинах; с размывом залегают на уржумской свите. Нижняя граница проводится в основании базальной пачки галечно-песчаных отложений, часто косослоистых, перекрывающих уржумскую карбонатно-глинистую пачку [34]. Разрез представлен глинами и алевролитами с частыми прослоями песчаников, линзами конгломератов и гравелитов; прослой известняков и мергелей редки и маломощны. Литологически отложения однотипны по всей площади. Глины краснокоричневые (пропластками и пятнами голубовато-серые) с желваками мергелей и известняков. Алевролиты разнозернистые коричневые, желтовато-бурые, в отдельных слоях и линзах голубовато- и зеленовато-серые. Песчаники разнозернистые зеленовато-, голубовато-, коричневатого-серые, краснокоричневые; цемент кальцитовый или железисто-кальцитовый. Конгломераты и гравелиты от слабощементированных до крепких, с карбонатным цементом. Обломочный материал представлен хорошоокатанными зернами кварца, кремней, яшм, реже (гравий, галька) – метаморфитов и магматитов уральского облика, а также слабоокатанными обломками местных глинистых и карбонатных пород предположительно татарского возраста. Известняки и мергели светло-серые и коричневатого-серые трещиноватые карбонатизированные; первые обычно тонко- и микрокристаллические, реже комковатогустоватые и водорослевые. На смежной с запада территории в отложениях, литологически и пространственно коррелируемых с вышеописанными, определен комплекс остракод, характерный для вятского яруса: *Suchonellina parallela* Spizh., *S. fragilina* (Bel.), *S. inornata* Spizh., *Darwinuloides tataricus* (Posn.). Общая мощность нерасчлененного стратона – до 200 м.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

### ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения нижнего триаса развиты на северо-западе территории листа О-40, где залегают на размытой поверхности нерасчлененных вятской и котельничской свит верхней перми.

Терригенная толща (Т<sub>1</sub>t) картируется вблизи западной рамки листа О-40-I на локальных участках: в междуречьях Лолог–Вурлам, по рекам Лолог, Сеполь и Янчер. Нижняя граница проводится в основании пачки грубо-обломочных пород, с размывом залегающих на глинистых отложениях татарского отдела. Данные образования сопоставляются со стратотипом рябинского горизонта на р. Вятка, выделенного Г. И. Бломом [34]. Базальные слои описываемой толщи вскрыты карьерами и обычно представлены песчано-гравийно-галечными отложениями с линзами и прослоями красно-коричневых глин; мощность базальных пород достигает 10 м. Вышележащие пачки сложены в основном красноцветными глинами, переслаивающимися (в разных соотношениях) с песками и алевритами. Породы обычно дезинтегрированы или слабо сцементированы. Глины буровато-коричневые, кирпично-красные, желтовато-бурые, пятнами и линзами голубовато- и зеленовато-серые, прослоями известковые, мергелистые. Пески полимиктовые разнозернистые серые, коричневатые, зеленовато- и голубовато-серые. Алевриты коричневато-красные, бурые, местами зеленовато-серые, в отдельных линзах глинистые, песчанистые. Обломочный материал базальных конгломератов представлен хорошоокатанными гальками разновозрастных и генетически различных пород уральского облика, редко – местных образований (глин, мергелей, алевролитов) предположительно позднеатарского возраста. На смежной с запада территории в отложениях, коррелируемых с описываемыми, определены остракоды, характерные для нижнего триаса: *Darwinula trassia nov Bel.*, *D. obliqua* Gleb., *D. longa* Bel. Мощность терригенной толщи – до 50 м.

### ТРИАСОВАЯ–ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Веселовская, богословская, волчанская и маловолчанская свиты объединенные (Т<sub>3</sub>-J<sub>1</sub>vs-mv) представлены терригенными континентальными отложениями, относятся к Тагильско-Войкарской подзоне Восточно-Уральской СФцЗ. Картируются в пределах Туринско-Богословской и Мостовской эрозионно-структурных депрессий на востоке территории (листы О-40-VI и О-40-XVIII), доступны для наблюдения в Богословском угольном карьере. Генезис отложений пролювиально-аллювиально-озерный. Совокупный разрез выполнен аргиллитами, алевролитами, песчаниками, конгломератами, бокситами, прослоями и пачками бурых углей. В нем условно могут быть выделены нижняя («пестроцветная песчано-конгломератовая») и верхняя («сероцветная песчано-глинистая») части. В основании первой

участками встречаются красные бокситовые глины с обломками песчаников, известняков и эффузивов.

Выше залегают пестроцветные полимиктовые конгломераты (цемент их глинисто-песчаный) с подчиненными слоями гравелитов, песчаников, алевролитов. Редко встречаются углистые аргиллиты с тонкими (до 0,3 м) линзовидными пропластками углей. Среди галек конгломератов отмечены трахиты, интрузивные породы различного состава, кремни, сланцеватые силициты, песчаники, туфотерригенные образования. Мощность нижней части обобщенного разреза – более 230 м.

В составе верхней половины подразделения преобладают переслаивающиеся аргиллиты, алевролиты, гравелиты, песчаники с частыми линзами и тонкими пластами угля витренового типа; мощность – более 130 м. Граница ее с нижней частью разреза постепенная и проводится условно в кровле пестроокрашенных конгломератов с галькой аргиллитов и алевролитов. По керну разведочных скважин установлено несогласное залегание (с размывом и угловым несоответствием) охарактеризованных отложений на закарстованных эйфельских известняках; перекрыты они юрскими, миоценовыми, плиоцен-четвертичными образованиями. Возраст определяется на основании изучения остатков [292] спор (семейства *Dipteridaceae*, *Selaginellaceae*, *Osmundaceae*) и пыльцы (голосеменные: *Picea*, *Palleoconiferus* и др.) соответствующих рэтскому веку позднего триаса. Переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и угленосные аргиллиты (венчающие разрез) содержат флору (*Czeranowskia* sp., *Cladophlebis nebbensis*, *Podosamites* sp.) геттанского яруса нижней юры. Общая мощность четырех свит достигает 460 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Лангурская свита (*Jln*) относится к Верхнеуфимско-Язьвинской подзоне Западно-Уральской СФцЗ; названа по р. Лангур на Северном Урале. Наибольшим распространением она пользуется в пределах Мостовской эрозионно-структурной депрессии (лист О-40-ХVIII), представлена континентальными отложениями (аллювиально-озерная фация). Свита вскрыта буровыми скважинами [232], в естественных обнажениях не встречена. В ее разрезе преобладают гидрослюдисто-каолининовые глины буровато-желтого (с вишневым оттенком), реже серого цвета. Они содержат небольшое количество песчаного материала, слабоокатанные гальку и гравий преимущественно кварцевого состава. В основании стратона эпизодически встречаются кварцевые галечники незначительной мощности. Для всей свиты характерно присутствие жезд и гнезд лимонита; многие ее породы золотоносны. Максимальная мощность отложений, наблюдаемых в частных разрезах – 18 м. По скважинам установлено несогласное залегание свиты на верхнетриасово-нижнеюрских подразделениях или на закарстованных известняках палеозоя. Перекрывается она наурзумской или светлинской свитами миоцена; юрский возраст лангурской свиты принят по положению в разрезе. Мощность ее, в соответствии с Легендой Уральской серии листов, – до 80 м.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Представлена единственным стратоном, относящимся к нижнему отделу.

Алапаевская толща (Кар) выделяется в Верхнеуфимско-Язьвинской подзоне Западно-Уральской СФцЗ. Выполняет эрозионно-структурные депрессии на юго-востоке территории листа; сложена элювиальными, делювиальными, карстовыми образованиями (местами с примесью субаквальных осадков), накапливавшимися субсинхронно с формированием кор выветривания каолинового профиля. Опорный разрез стратона пересечен скважиной, пройденной в 4,2 км южнее пос. Чеботаево [282]. Под красноцветными и пестроцветными глинами неогена (12,6 м) вскрыты (сверху вниз): белые каолиновые глины с линзами пылевидного кремнезема (5 м), сменяющиеся глинисто-кремнистыми мелкозернистыми породами с линзами (10–15 см) белых каолиновых глин и (в основании пачки) валунами окремненных известняков (8 м); большая нижняя часть толщи (37,2 м) представлена древесно-щепнистыми существенно кремнистыми образованиями с большим количеством пылевидного кремнезема. Таким образом, в скважине наблюдалась мощная (более 50 м) карстовая зона с переотложенной корой выветривания. По данным В. Г. Варганова с соавторами, обобщившими материалы по Крутихинскому, Изволокскому, Старо-Замятинскому, Митькинскому и Старо-Листвянскому бурожелезняковым рудникам, основную часть разреза рудовмещающей толщи там также слагают кремнистые мелкообломочные белоцветные образования переотложенной позднемезозойской коры выветривания, 30–40 % объема которых занято пылевидным кремнеземом (маршаллит), а линзовидные прослои и гнезда белых каолиновых глин составляют 20–30 % толщи. В белых глинах установлено повышенное содержание глинозема (до 29 %), а в отдельных гнездах глин среди бурых железняков – до 39 %. В низах стратона нередко отмечаются слоистые светло-сиреневые, ярко-вишневые или пестроцветные глины с линзами охр, включающих жеодистые образования и корковидные пропластки бурых железняков. Мощность этого разреза – 25–30 м, для алапаевской толщи в целом она колеблется в пределах 15–60 м. Стратон формировался в карстовых выемках за счет размыва кор выветривания и их переотложения в спокойных, возможно, озерных условиях. Возраст белоцветных образований и связанных с ними бурожелезняковых руд здесь точно не определен из-за отсутствия палеонтологических данных. Согласно Унифицированным стратиграфическим схемам Урала (1993 г.), он принимается раннемеловым.

### Позднетриасово-палеогеновые коры выветривания (kvT<sub>3</sub>–P)

В пределах изученной территории известны фрагментарно развитые коры выветривания площадного и линейного типа, развивающиеся по домезозойским стратифицированным образованиям и интрузиям различного возраста. Разрушение образований субстрата началось вслед за завершением герцинской коллизии, а образование кор химического выветривания – после прекращения интенсивной эрозии, вероятно, в конце триаса–начале юры. В восточной части площади листа гипергенезом в той или иной мере затронуты

практически все домезозойские вещественные комплексы; при этом интенсивность преобразований существенно менялась в зависимости от свойств субстрата. Глубина проработки коренных пород зависит от их состава и степени трещиноватости: обычно 20–25 м, реже – до 40 м. Наиболее хорошо от последующего (постмиоценового) размыва коры сохранились в пределах депрессий, где наблюдается полный их профиль, а мощность достигает 80 м.

В крупном масштабе обычно раздельно картируются коры глинистого, дресвянистого и дресвяно-щебнистого составов. Глинистая составляющая (фракция менее 0,01 мм) на 90 % представлена смесью каолинита, гидрослюд, хлорита. Наиболее зрелые коры можно отнести к каолинит-гидрослюдистой зоне, а по характеру процессов выветривания – к зоне гидратации и гидролиза. Состав тяжелой фракции: лимонит (до 90 %), пирит, магнетит, ильменит, эпидот, цоизит, циркон, сфен, амфиболы, апатит.

В разрезе коры выветривания, независимо от состава материнских пород, выделяются три зоны: зона дезинтеграции (зона щебнистых и дресвяно-щебнистых продуктов), промежуточная зона глинисто-дресвянистых продуктов и зона конечной гидратации (зона глинистых продуктов). Первая из них характеризуется начальным выветриванием с образованием щебнистого или щебнисто-дресвянистого элювия и появлением в породах гидрохлорита. В зоне промежуточных продуктов увеличивается содержание гипергенных минералов: гидрохлорита, гидрослюды и каолинита. Зона конечной гидратации представлена пестроцветными глинами гидрослюдисто-каолинитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового, каолинит-монтмориллонитового состава, нередко с галлуазитом, гиббситом, алунином. В современной структуре сохраняются, как правило, нижние – глинисто-дресвянистые продукты.

На Среднем Урале ширина выходов площадной коры выветривания достигает 5 км. В большинстве случаев она представлена щебнем и небольшими глыбами кремней в рыжевато- и желтовато-коричневых песчаных глинах или же каолинит-гидрослюдистыми глинами светло-коричневого цвета со щебнем и глыбами кварцевых песчаников, реже – с мелким щебнем аргиллитов и гравием кварца. Широким развитием в пределах Уральской складчатой системы пользуются линейные зоны корообразования, приуроченные к литологическим (петрографическим) контактам или к разломам. Среди них выделяются ферритный и сиаллитный типы. Сиаллитные коры имеют преимущественно кремнеземистый, охристо-каолинитовый, каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый составы. С охристыми и охристо-глинистыми остаточными корами выветривания ферритного типа, распространенными в зоне Осевого надвига, связаны проявления бурых железняков и гипергенного марганца. В графических материалах ГК-1000/3 листа О-40, по условиям масштаба, коры выветривания показаны без разделения по составу.

Помимо элювиальных кор на характеризуемой территории спорадически фиксируются немасштабные объекты инфильтрационного типа. Позднетриасово-палеогеновый возраст кор выветривания принимается на основании общих закономерностей корообразования на Урале (Сигов, 1969; Шуб, 1969).

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена всеми системами. Подразделения кайнозоя, показанные на карте доплиоценовых образований, на территории листа распространены фрагментарно; свиты палеогена и неогена залегают с несогласием на породах разного возраста и состава. Плиоцен-четвертичные отложения, отображенные на специализированной карте масштаба 1 : 1 000 000, напротив, развиты практически повсеместно.

### ПАЛЕОГЕНОВАЯ–НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Единственное картируемое подразделение с «переходным» возрастом отечает крайним смежным отделам обеих систем.

Куртамышская и наурзумская свиты нерасчлененные ( $P_3-N_1kr-nr$ ) присутствуют как в Предуральской, так и в Уральской мегазонах. В восточной части листа (Верхнеуфимско-Яйвинская подзона Западно-Уральской СФЦЗ) закартированы по скважинам в верховьях рек Серебряная и Бобровка.

Первая из них представлена в основном озерными фациями: коричневатобурыми до черных лигнитовыми глинами с прослоями глинистых бурых углей, а также кварцевыми алевролитами и белыми каолиновыми глинами. В низах отмечаются гравий, мелкая галька кварца и многочисленные (до 10 %) углефицированные древесные остатки. По данным литологического анализа, песок и гравий представлены на 50–70 % слабоокатанными зернами кварца, а также слюдисто-кварцевых сланцев. В составе тяжелой фракции преобладают лимонит, циркон и лейкоксен; количество эпидота и амфибола – не более 4 %. Свита залегают, как правило, на закарстованном карбонатном плотике и перекрывается четвертичными делювиальными или делювиально-пролювиальными отложениями, реже красноцветным аллювием наурзумской свиты миоцена. Мощность подразделения в карстовых западинах составляет здесь 20–25 м (в других районах – до 80 м).

В лигнитовых глинах встречены богатые спорово-пыльцевые комплексы, в палиноспектах доминирует пыльца покрытосеменных растений семейства *Fagaceae* (50–70 %), при этом наиболее распространены *Fagus grandifoliformis* и *Quercus dentatififormis*. Среди хвойных отмечены различные виды *Pinus* и *Tsuga*. Споровый состав характеризуется семействами *Polypodiaceae*, *Sphagnum*. В наурзумской свите преобладают белые и желто-серые галечники с глинистым наполнителем, а также белые глинистые или песчанистые алевриты с маломощными прослоями светло-серых и белых глин, иногда встречаются линзы углистых глин, железистых песчаников; мощность стратона – до 15 м. Залегают эти отложения в днищах и бортах депрессий, обычно на закарстованном плотике, реже на глинистых корах выветривания; являются промышленно золотоносными. В западной части листа О-40 образования куртамышской и наурзумской свит (общей мощностью до 50 м) выявлены вблизи пос. Усть-Игум; представлены они гидрослюдисто-каолиновыми

глинами, кварцевыми песками и галечниками [39]. В спорово-пыльцевом комплексе установлены *Tsuga*, *Taxodium*, *Betula*, *Alnus* и другие формы олигоцена–миоцена. Мощность объединенного подразделения достигает 90 м.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

### МИОЦЕН

Наурзумская свита ( $N_{nr}$ ) наибольшие по площади выходы образует в бассейнах рек Кама и Тулва (Волго-Уральская мегаобласть); там она vyplнена преимущественно аллювиальными отложениями – серыми песками и галечниками мощностью до 10 м [47]. В истоках р. Буй к ней отнесена пачка (9 м) озерных глин и алевролитов, перекрывающихся фаунистически охарактеризованными породами каракольской серии; залегают эти образования на размытой поверхности казанского яруса перми. В Предуральской мегазоне – на территории листов О-40-XXII, XXVIII [35] свита присутствует небольшими «пятнами», сохранившимися от размыва в углублениях рельефа; часть этих отложений отрабатывалась с целью добычи каолиновых глин и кварцевых песков. Наурзумские осадки представлены здесь белыми и пестроцветными глинами, кварцевыми песками и галечниками; в глинах встречаются бурые железняки мощностью до 2 м. Максимальная наблюдаемая мощность свиты – 34 м.

Наурзумская свита, вскрытая в долинах рек Серебряная, Бобровка, Кокуй, Большой Болтун, Журавлик, на левобережье р. Тура (Мостовская депрессия), в правом борту долины р. Койва (от р. Шалдинка до пос. Тёплая Гора), относится уже к Верхнеуфимско-Яйвинской подзоне Западно-Уральской СФцЗ и также представлена аллювиальными образованиями. В ее составе преобладают белоцветные и желтовато-серые галечники с глинистым (каолинитовым) цементом, белые глинистые алевролиты с маломощными прослоями светло-серых и белых глин, иногда встречаются линзы углистых глин, железистых песчаников. Для галечников характерен существенно кварцевый состав (75–89,5%), доля сланцев в окатанных обломках не превышает 8,5%. Глинистая фракция, составляющая 48–78% объема пород, на 65–97% образована тонкодисперсной смесью каолинита и гидрослюд; в тяжелой фракции преобладают лимонит (15–80%) и лейкоксен (5–30%). Окатанность обломочного материала средняя, реже хорошая. Мощность свиты обычно составляет 6–8 м.

Залегает она в днищах и бортах депрессий, нередко на закарстованном плотике (с увеличением мощности до 15 м), реже на глинистых корях выветривания и является промышленно золотоносной. Возраст свиты установлен по спорово-пыльцевым комплексам, характерным для миоцена, с преобладанием пыльцы хвойных, березовых, ореховых, а также дуба.

Светлинская свита ( $N_{sv}$ ) представлена аллювиально-пролювиальными и делювиально-пролювиальными фациями, довольно широко распространенными в пределах Восточно-Уральской СФцЗ. Первые из них приурочены к Вишерско-Висимской эрозионно-структурной депрессии, вторые – к склоновым и ложковым элементам миоценового педиплена. Общей особен-

ностью отложений является их красноцветность (преобладают малиновые и буровато-красные тона), обусловленная тонкораспыленными в породе гидроксидными железом и наличием гидрогетитовых бобовин.

Аллювиально-пролювиальные образования изучены в разрезах на реках Серебряная, Кедровка и Сухая. Там они представлены полимиктовыми галечниками, цементированными песчано-глинистым агрегатом малиново-красного цвета, а в основании свиты – бурым лимонитом; галечный материал слабоокатанный и плохосортированный. Песчано-гравийная фракция галечников образована кварцем (45–65%), лимонитом (1–20%), слюдами (15–25%), обломками сланцев (1–38%); пелитовая – гидрослюдой, каолинитом, монтмориллонитом (в сумме 65%) и чешуйчатыми слюдами (35%).

Тяжелая фракция в основном состоит из лимонита (в среднем 43%), ильменита (29%) и эпидота (18%); в знаковых количествах отмечены лейкоксен, циркон, турмалин, амфибол. Мощность галечников – не более 12 м.

Делювиально-пролювиальные (склоновые и ложковые) отложения представлены слабо окатанными щебнем и дресвой выветрелых местных (преимущественно палеозойских) пород в красновато-бурой, малиново-красной, реже серой существенно монтмориллонитовой глине. В них иногда встречается галька хорошоокатанного кварца, вероятно, переотложенная из размытых пластов наурзумской свиты. Мощность стратона в упомянутом разрезе – 3–4 м. Максимальная мощность светлинской свиты на территории листа не превышает 12 м (в других районах Урала – до 35 м). Отложения золотоносны (особенно в пределах депрессий) и являются объектом добычи. Средне-позднемиоценовый возраст подразделения определяется пресноводными двустворками, парацератериевым комплексом позвоночных и ксероморфной флорой.

Жиландинская свита ( $N_1^{\text{Жл}}$ ) также локализована в Восточно-Уральской СФцЗ; представлена делювиально-пролювиальными образованиями, залегающими на склонах древнего рельефа. Наиболее развиты эти отложения вблизи восточной границы площади, состоят из комковатых плотных (иногда с восковидным блеском) кирпично-красных или красно-коричневых каолинит-гидрослюдистых глин с гидрогетитовым бобовником. В основании разреза в глинах присутствуют слабоокатанная галька и щебень кварца, иногда глыбы местных пород. Мощность подразделения здесь – до 10 м.

Участками отмечаются промышленные содержания золота и платины. Отложения с размывом залегают на породах палеозоя, корях выветривания или стратонах миоцена, несогласно перекрываются кустанайской свитой или четвертичными образованиями; по литологическому составу и положению в разрезе хорошо коррелируются с тем же таксоном на восточном склоне Южного Урала, где позднемиоценовый (мессинский) возраст установлен по фауне позвоночных. Мощность свиты варьирует в пределах 5–45 м.

## МИОЦЕН–ПЛИОЦЕН

Наурзумская свита и каракольская серия нерасчлененные ( $N_{1-2}nr-kr$ ) как единое картируемое подразделение выделяются в



Западно-Уральской СФцЗ. Таксон представлен светлыми глинами и полимиктовыми галечниками, развит ограниченно, мощность его составляет 5–40 м.

Каракольская серия ( $N_{1-2}kr$ ) распространена фрагментарно на западе и юге площади; занимает характерное положение в рельефе. Выполнена желтовато- и красно-коричневыми плотными глинами с прослоями и линзами полимиктовых галечников; мощность ее здесь обычно не превышает 15 м. В Предуральской мегазоне, в частности на листе О-40-XXVIII (Денисов, 1984) отложения свиты в виде небольших пятен сохранились на вершинах водоразделов, где залегают на размытой поверхности карбонатных образований кунгура. По составу это коричневые и красно-бурые глины с прослоями полимиктовых песков и галечников (в гальках преобладают кремни и кварц); характерны включения железистого бобовника или охристых примазок. Мощность стратона здесь – 10–15 м; принадлежность его к верхам миоцена–низам плиоцена определяется характерными степными и лесостепными хвойно-мелколиственными (с разнотравьем) палиноспектрами.

Кинельская серия. Аллювий и аллювиомариний (с фациями лимния) ( $\alpha, amN_{1-2}kn$ ). Подразделение показано на карте плиоцен-четвертичных образований; стратон пересечен скважинами в нижнем течении долины р. Кама и ее левого притока – р. Буй. Отложения представлены зеленовато-серыми и коричневыми алевритистыми глинами с прослоями алевритов, песков и галечников. Бурением вскрыты, вероятно, только верхи подразделения, отвечающие максимуму ачкагыльской ингрессии. Нижняя часть свиты наблюдалась в другой скважине (Якимково, инт. 100,5–109 м), образована она глинами и алевритами, включающими спорово-пыльцевые комплексы сосново-еловых лесов с пихтой, тсугой и листопадными – березой, ольхой, липой и вязом [52]. В Южном Предуралье – страторегии кинельской свиты (прадолины рек Сакмара, Белая) отложения биостратиграфически детально изучены В. Л. Яхимович (1971 г.); по ее сведениям, в них найдена фауна моллюсков, остракод и палинологические комплексы. Возраст верхних подсвит датируется пльеченским веком, нижних – мессинским. Мощность осадков в долине р. Кама достигает 80 м.

## ПЛИОЦЕН

Образования этого отдела имеют существенно аллювиальное происхождение и ограниченно распространены на площади листа. Они в основном были размыты в четвертичный период, сохранившись лишь в виде фрагментов высоких террас в бортах долин крупных современных водотоков.

Кустанайская свита. Аллювий ( $aN_2ks$ ). Подразделение фрагментарно сохранилось в «горной» зоне, в верховьях меридиональных водотоков, вскрыто отдельными шурфами и скважинами в долинах рек Чусовая, Ревда и др. [162]. Свита сложена главным образом кварцевыми гравийными песками с редкой выветрелой галькой палеозойских пород и бурых железняков (песчано-глинистый заполнитель кирпично-красного цвета) в переслаивании с красноцветными песчаными глинами, включающими железистые гороши-

ны. Базальные галечники с размывом залегают на палеозойских образованиях либо на мезозойских корях выветривания; перекрывается аллювий эоплейстоценовыми делювиальными красно-коричневыми песчаными глинами или суглинками с железистыми «дробинами» и крупными карбонатными стяжениями. В тяжелой фракции преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы – ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, ставролит; много аутигенного лимонита (до 25 %).

Один из опорных разрезов кустанайской свиты описан автором в Чусовской эрозионно-структурной депрессии – в карьере Галкино на левом берегу р. Чусовая. Он сложен кварцево-кремнистыми галечниками (нередко содержащими и гальку бурых железняков) с красноцветным песчано-глинистым заполнителем; характерны включения железистых дробин и (редко) бобовин. Галька палеозойских пород иногда сильно выветрелая: до дресвяного состояния. Мощность стратона здесь – до 3 м.

Красноцветный аллювий перекрыт делювиальными верхнеоплейстоценовыми суглинками. Минеральный спектр также отличается доминированием устойчивых разностей – ильменита, лейкоксена, рутила и др. Палеогеографический коэффициент варьирует от 2 до 5, что позволяет предполагать формирование свиты за счет размыва мезозойских кор выветривания или подстилающих миоценовых отложений. Аналогичные разрезы наблюдались на меридиональных участках долин рек Ревда, Тагил, Межевая Утка, Тура и др. Возраст красноцветной кустанайской свиты (как и одноименного горизонта) датируется поздним плиоценом в соответствии с обновленной Схемой стратиграфии неогена Урала (унифицированные и корреляционные..., 1998 г.). Мощность стратона в пределах территории листа – 2–10 м.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

На рассматриваемой площади представлена всеми разделами и звеньями; отличается большим разнообразием генетических типов осадков. Для западной половины территории (Русская равнина) специфичны лессовые и эоловые отложения, на Уральском кряже доминируют породы склонового ряда; ледниковые образования развиты лишь на севере трапеции. Повсеместно распространенный аллювий характеризуется изменчивой мощностью: от первых метров в верховьях рек до 40 м в их нижнем течении.

С учетом недавнего решения МСК (2011 г.) о перемещении нижней границы квартера на рубеж 2,6 млн лет, бывший гелазский ярус неогена рассматривается в составе четвертичной системы. Вопрос о статусе яруса в ОСШ квартера до сих пор не решен (в том числе и на последнем Бюро МСК от 16.04.2015 г.). По согласованию с руководством комиссии МСК по четвертичной Комиссии до принятия окончательного решения по таксономии нижней части системы, в данной работе условно используется следующее ее деление (и соответствующая индексация). Все таксоны в возрастном интервале 2,6–0,8 млн лет отнесены к эоплейстоцену. Последний расчленяется на два подраздела: нижний – E<sub>1</sub> (в объеме бывшего гелазского яруса) и верхний – E<sub>2</sub> в прежних границах эоплейстоцена с сохранением здесь обоих звеньев (E<sub>2</sub>I и

Е<sub>2</sub>П). Данный вариант, одобренный большинством членов Комиссии МСК по четвертичной системе, рекомендован ее председателем к временному использованию в качестве рабочего.

## ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

**Аккулаевская свита.** Аллювий ( $\alpha E_1dk$ ). Отвечает нижнему подразделу эоплейстоцена (бывшему гелазию); картируется на западе Уральской СФцЗ (Верхнечусовской и Вишеро-Вильвинский районы). Выполнена галечниками (преимущественно кварцево-кремнистого состава) и песками русловых фаций с редкой галькой палеозойских пород в красноцветном супесчаном заполнителе. По данным Е. Н. Щукиной (1959 г.), «верхняя красноцветная толща» (ныне аккулаевская свита) слагает «удаленные» надпойменные террасы рек Чусовая, Межевая Утка, Уфа с относительной высотой поверхности до 50 м. Она представлена галечниками с разной крупностью и окатанностью обломков (включая щебень уральских образований различного петрографического состава), перекрытыми делювиальными ярко-красными песчаными глинами с гравийными зернами и черными железисто-марганцовистыми стяжениями. В шлихах (тяжелая фракция аллювия) много неустойчивых к химическому выветриванию минералов, таких как магнетит (до 16,5%), хромит (до 17,7%) и пирит (до 16,5%), что позволило названному исследователю предполагать снос кластического материала с гор Среднего Урала. Стратотип аккулаевской свиты изучен В. Л. Яхимович и др. (1972 г.) в Южном Предуралье. Время ее накопления по фауне ископаемых грызунов и моллюсков соотносено с ранним гелазием (в варианте, принятом в данной записке, это соответствует низам раннего эоплейстоцена). На восточном склоне Урала и в Зауралье этому стратону коррелятна звериноголовская свита [164]. Мощность описываемого подразделения – 5–10 м.

Бреховский аллювий ( $\alpha E_2br$ ), относимый к верхнему подразделу эоплейстоцена (см. выше), выделяется в Нижнечусовском районе в бассейне р. Сылва. Опорный разрез был изучен В. С. Верещагиной (1965 г.) в гравийном карьере на правом берегу р. Иргина (левый приток Сылвы), на юго-восточной окраине дер. Брехово. В нем на плитчатых известняках перми залегают желто-бурые кремнисто-кварцевые галечники с включениями неправильной формы серых и коричневых (охристых) песчаных глин. В нижней части разреза располагается деформированная криогенезом линза ракушняка мощностью до 1,1 м. Из нее отмыта богатая коллекция раковин пресноводных моллюсков, которая, по заключению определителя (Л. И. Крыловой), характерна для конца плиоцена или начала плейстоцена, а угнетенность фауны (необычно мелкие размеры раковин) свидетельствует о довольно суровом климате во время ее существования. Этот вывод вполне согласуется с криогенными деформациями галечников и вмещающих их глин. В 1987 г. автором записки, изучавшем этот разрез, наблюдались выветрелые кварцево-кремнистые галечники «плотной упаковки», содержащие щебень известняков и включения зеленовато-серых песчаных глин, также подвергнутые сингенетичным криодислокациям. По данным В. П. Сухова (1975 г.), среди находок

(в линзах ракушняковых глин) ископаемых остатков грызунов к руководящим принадлежат *Mimomys aff. intermedius* (New.) и *Prosiphneus* sp., позволяющие относить таксон к эоплейстоцену. Мощность бреховского аллювия – 10–15 м.

**Верхний эоплейстоцен.** Делювий ( $dE_2$ ) также соотнесен с верхним подразделом эоплейстоцена. Распространен в восточной (горной) части территории (Верхнечусовской, Вишерско-Вильвинский и Сысертско-Салдинский районы). Он залегает на склонах древних меридиональных депрессий, а также в бортах речных долин, перекрывая аллювий плиоценовых террас. Представлен красновато-бурыми и коричневыми комковатыми песчаными глинами или суглинками с мелким щебнем выветрелых палеозойских пород, с редким гравием и галькой кремней или кварца, с многочисленными железисто-марганцовистыми «дробинами» и (реже) крупными карбонатными стяжениями. Рассматриваемый стратон с резкой границей залегает на коренных породах, корях их выветривания, а также на плиоценовом аллювии; перекрывается обычно бурыми делювиальными глинами неоплейстоцена. Описываемый делювий был изучен автором в доломитовом карьере близ пос. Новокноваловский (правый борт долины р. Чусовая). Там он сложен красно-бурыми щебнистыми каолиновыми (с примесью гидрослюд) глинами, содержащими железистые стяжения. В тяжелой фракции глин определены (%): ильменит (14), лейкоксен (2), циркон, турмалин, сфен (по 1), эпидот и цоизит (71), аутигенный лимонит (8). Палеогеографический коэффициент – 0,36, что близко к аналогичному параметру для плейстоценовых образований. Возраст таксона, принятый по положению в разрезе, соответствует Стратиграфическим схемам Урала (1997 г.). Мощность делювия – 2–5 м.

Маслениковский аллювий переуглубленных долин ( $aE_2llms$ ) вскрыт отдельными скважинами «Гидропроекта» в прадолинах Камы и Глухой Вильвы; подразделение относится к Верхнекамскому району Предуральской СФцО. Стратоген сложен светло-серыми или коричневыми суглинками и глинами с линзовидными пропластками (до 1,75 м) торфа рыхлого сложения; в глинах отмечаются включения пирита. Осадки с нерезкой границей залегают на миоцен-плиоценовых образованиях соляно-карстовой западины, также включающих прослойки лигнитизированного торфа (с *Cyprassinoxylon uralensis*); перекрываются псевдомореной «тыньинского ледниковья». По данным спорово-пыльцевого анализа, в торфяных прослоях нижней части аллювия выделены комплексы смешанных буковых лесов с тсугой, воссоздающих теплые климатические условия; в верхах разреза пыльца широколиственных пород резко сокращается и на смену ей приходят таежные елово-осново-лиственничные фитоценозы, близкие к современной растительности этого района, т. е. климат изменялся в сторону похолодания. В целом палиноспектры соответствуют межледниковью; с учетом этого и по положению в разрезе осадки отнесены к октябрьскому горизонту. Мощность стратогена – 3–10 м.

## НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

**Минзитаровский горизонт.** Гляциал (glmn). Подразделение отвечает нижнему звену раздела; приурочено к «переуглубленному» комплексу отложений, вскрытых скважинами в прадолинах рек Кама, Боровица и Глухая Вильва, локализовано в Верхнекамском районе. По данным С. А. Яковлева (1956 г.) и Г. И. Горецкого (1964 г.), «псевдоморена» вблизи г. Соликамск выполнена неслоистыми плотными суглинками и песчаными глинами темно-серого или зеленовато-серого цвета со значительным количеством гравия и гальки разной крупности (до нескольких сантиметров в диаметре). В гальке преобладают кварц, кремни, кремнистые известняки с остатками мшанок; реже встречаются кварциты, отмечен один «валунчик» долеритов. Щебень представлен мергелями кунгурского яруса. Среди обломков минералов распространены кварц (до 50%), калиевые полевые шпаты (в среднем 6–7%), кремль (37%); в тяжелой фракции зафиксированы эпидот (до 82%), роговая обманка (около 1%), ильменит и пирит (до 84%). В мореноподобных образованиях отмечаются линзы, гнезда галечников и песков. Стратон залегает на межледниковых осадках верхов эоплейстоцена, перекрывается соликамской свитой, относящейся к таныпскому горизонту. Возраст подразделения устанавливается по положению в разрезе. Мощность его – 3–5 м, за пределами площади – до 10 м.

**Соликамская свита.** Лимноаллювий и аллювий (с фациями лимния) переуглубленных долин (la,dls!). Стратон соответствует таныпскому горизонту; слагает среднюю часть разреза переуглублений, выделяется в Верхнекамском районе. Он вскрыт скважинами «Гидропроекта» и наиболее полно охарактеризован в монографии Г. И. Горецкого (1964 г.). Свита представлена аллювиальными песками, галечниками и (несколько преобладающими в разрезе) старичными коричневыми глинами, нередко песчанистыми. Темно-серые галечники и пески выполняют нижнюю часть разреза; в первых доминирует мелкая галька, во вторых – крупнозернистая гранулометрическая фракция (гравий и там, и там находится в подчинении). Галька представлена яшмовидными породами красного цвета, кварцем, кварцитовидными песчаниками, кремневыми известняками, «дырчатыми» кварцитами и (редко) уральскими габброидами. В основании старичной фации залегают глины с редким гравием и галькой местных мергелей и известняков. В верхах отмечается пачка тонкослоистых (близких к ленточным) глин (мощностью до 1,5 м) в переслаивании с черными глинами, обогащенными растительным детритом, и беловатыми супесями с «присыпками» светло-желтого алеврита. В отложениях выявлена холодолюбивая карпологическая флора: *Potentilla nivea*, *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Papaver nudicaule* (определитель П. А. Никитина), позволившая Г. И. Горецкому отнести свиту к раннеоплейстоценовому «холодному интерстадиалу» (вероятно, таныпскому). Мощность подразделения здесь – до 15 м.

**Таныпский горизонт.** Гляциал и гляциофлювиал (g,fltp). Таксон имеет распространение на севере площади, в бассейне Верхней Камы. Образования представлены разнородными (часто глинистыми) песками с галькой и гравием уральских пород, вмещающими глинисто-суглинистые тиллы с

хаотично рассеянными галькой, гравием и редкими валунами. В обнажениях по левому притоку р. Кама севернее г. Соликамск тиллы супесчаные красно-бурые или желтовато-серые с галькой до 5 см в диаметре; пески мелкозернистые с «примазками» суглинка, включают редкую мелкую гальку и гравий. В тяжелой фракции матрикса определены дистен (5–7%), эпидот (45–85%) и пирит (до 12%). В тиллах среди валунов преобладают мелкие (20 × 30 см) хорошей окатанности, иногда утюгообразной формы; петрографический их состав разнообразный (кварциты, песчаники, доломиты, известняки, габброиды, кристаллосланцы) и, вероятно, обусловлен Новоземельско-Уральским ледником. Ледниковые и водно-ледниковые осадки залегают непосредственно на коренных породах и перекрываются делювием валдайского надгоризонта. Мощность их – от 10 до 24 м.

**Таныпский горизонт.** Гляциофлювиал (*fltp*) распространен в том же Верхнекамском районе, преимущественно в северо-западной части территории листа. Подразделение сложено главным образом желтовато-серыми средне-мелкозернистыми полимиктовыми (с преобладанием кварцевых зерен) песками, вмещающими линзы, гнезда гравийников и гравийных галечников с хорошей окатанностью материала. Реже встречаются глинистые пески с линзами тонкополосчатых глин, с железистыми и карбонатными стяжениями. Окатанные обломки состоят преимущественно из кварца и кремней. Крупная галька и отдельные мелкие валуны помимо кварца представлены в основном осадочными породами (белыми кварцитами, окремнелыми и окварцованными известняками, песчаниками), редко – габброидами и эффузивами. Кроме гальки в отложениях присутствует щебень пермских пород. Залегают водно-ледниковые образования на коренных породах, перекрываются отложениями среднего и верхнего неоплейстоцена. Мощность стратона – до 13 м.

**Таныпский горизонт.** Гляциолимний (*lgltп*) развит на левобережье Верхней Камы и в долине р. Глухая Вильва. Отложения представлены алевритами и тонкослоистыми глинами, суглинками и супесями с редким «полимиктовым» гравием. Они замещают по латерали субсинхронные ледниковые и водно-ледниковые образования и, вероятно, характеризуют седиментацию во время стагнации оледенения. Мощность подразделения – 5–10 м.

Венедский аллювий переуглубленных долин (*alvn*) по объему отвечает атасевскому горизонту. Сложен галечниками, гравийниками, песками, «грубыми» суглинками коричневатой-серой и бурой окраски; залегают на соликамской свите или сразу на отложениях плиоцена. Вскрыт скважинами только в Предуральской СФцО. По данным Г. И. Горецкого (1964 г.), в тяжелой фракции суглинков отмечаются мелкокристаллический серный колчедан и диопсид. В обломочной части пород преобладают зерна кремней (халцедона) и глинисто-кремнистых агрегатов; встречаются также известняки, кварцитовидные песчаники, жильный кварц, кварциты и яшмоиды. Седиментация, вероятно, протекала как с привносом кластического материала из горного Урала, так и за счет размыва пермских пород равнины. В тонких линзах с растительной трухой выделена карпологическая холодостойкая флора, среди которой П. А. Никитиным определены *Azolla interglacialica*, *Selaginella selaginoides*, *Betula nana* и другие умеренно и широко распростра-

ненные виды. Спорово-пыльцевые комплексы отвечают лесному типу с преобладанием хвойных – ели, сосны, пихты, а также участием березы и (в небольшом количестве) вяза. Состав растительности свойственен начальным фазам межледниковий. Формирование аллювия сопоставляется с аташевским временем. Мощность стратогена – 5–28 м.

Аллювий чернскутовской террасы ( $\alpha^1$ ) соответствует аташевскому и чусовскому горизонтам региональной шкалы. Локализуется в Предуралье, формирует высокую эрозионно-аккумулятивную поверхность в долине р. Сылва с относительной высотой 35–45 м. Он сложен преимущественно галечниками, гравийниками и гравийными песками, залегающими с размывом на палеозойских породах; перекрывается делювиальными суглинками валдайского надгоризонта. Мощность аллювия – 5–10 м. Опорные разрезы стратона изучены в промышленных гравийных карьерах среднего течения р. Сылва у г. Кунгур (Верещагина, 1965) и на р. Бабка (левый приток Сылвы) у дер. Масленики (В. Л. Яхимович, 1988). В частности, разрез на р. Сылва описан автором в известняковом карьере (в 3,5 км выше г. Кунгур). Там на плитчатых известняках с резким несогласием залегают пачка деформированных криогенезом кремнисто-кварцевых галечников и гравийных песков с линзами-блоками «давленных» глин (от сильно ожелезненных до ржаво-бурых); в подошве породы омарганцованы. Мощность отложений здесь – 3–3,5 м. Из русловой фации «кунгурского» разреза В. С. Верещагиной (1965 г.) отобраны раковины пресноводных моллюсков, позволившие отнести вмещающие отложения к раннему неоплейстоцену. В базальных песках разреза «Масленики» В. Л. Яхимович (1988 г.) и В. П. Суховым были отмыты остатки мелких млекопитающих: *Ochotona* sp., *Sciurus* sp., *Cricetus* sp., *Clethrionomys* sp., *Mimomys* ex gr. *intermedius* New., *Microtus* cf. *gregalis* Pall., *M. oeconomus* Pall., *M. ex gr. malei-hyperboreus*, *Myospalax* sp. По заключению В. П. Сухова, видовой состав микротерриофауны близок к тираспольскому комплексу. На основании приведенных данных аллювий может быть соотнесен с аташевским и чусовским горизонтами.

Делювий и аллювий (ложковые) (d,dl) рассматривается как таксон нижнего неоплейстоцена. Эти отложения выполняют древние эрозионные ложбины Предуралья, вскрытые скважинами в верховьях крупных правых притоков рек Ирень и Сылва. Представлены коричневыми, бурыми суглинками или глинами с гнездами песка, с редким гравием и галькой местных пород. Древние ложковые образования залегают на коренных пермских породах и перекрываются делювиальными бурыми суглинками валдайского возраста. По объему они считаются отвечающими всему нижнему неоплейстоцену и в целом могут быть скоррелированы с делювием кундравинской свиты восточного склона Урала (см. ниже), также выполняющим древние депрессии (Стефановский, 2006). Мощность подразделения – до 26 м.

**Кундравинская свита.** Делювий (dlkn), коллювий и делювий (c,dlkn). Оба критируемых подразделения, отвечающие одноименному надгоризонту, локализованы в Уральской СФцЗ; последнее выполняет межгорные впадины в зоне кряжа, первое – межувальные понижения предгорий. Делювий представлен, как правило, коричневыми или темно-бурими песчанистыми (нередко известковистыми) глинами плотного сложения с включениями

щебня, гnezдами и линзами полимиктовых песков, с карбонатными и (редко) рыхлыми железистыми стяжениями. Эти образования с эрозионной границей залегают на коренных палеозойских породах или корях их выветривания; перекрываются более молодым делювием, либо субаквальными осадками. Один из разрезов, опорных для восточного склона Среднего Урала, описан в карьере керамзитового завода на западной окраине г. Кушва: в интервале 5,2–8,5 м были вскрыты средней плотности делювиальные суглинки коричневого, темно-коричневого, участками красновато-коричневого цвета, включающие выветрелый щебень пород коренного субстрата, редкую гальку кварца, железистые стяжения (или пятна ожелезнения). По данным литолого-минералогического анализа, глинистая составляющая представлена гидрослюдой с примесью тонкодисперсного каолинита; в тяжелой фракции преобладают эпидот (до 93 %) и лимонит (4–6 %). Мощность делювия – 15–20 м.

Характерный разрез «коллювиально-делювиальной» кундравинской свиты вскрыт (в интервале 9 м) скважиной, пройденной в 4 км к юго-востоку от ж/д ст. Арасланово, в 3 км западнее горы Сламя (Стефановский, 2006). Таксон сложен здесь темно-коричневыми, бурыми песчаными глинами или суглинками, переполненными щебнем и отломами кварцитов. Перекрывается он склоновыми отложениями макарушкинской свиты «среднеуральского» времени. Мощность этих образований – 10–15 м. Раннеэоценовый возраст кундравинской свиты устанавливается по положению в разрезе и характерному литологическому составу; по объему она отвечает одноименному горизонту.

Аллювий четвертой надпойменной террасы ( $\alpha^{4II}$ ) формирует соответствующий эрозионно-аккумулятивный уровень с относительной высотой поверхности 30–35 м (цоколя 20–25 м); в Уральской СФцЗ картируется под названием «уфимская терраса». Она локально развита в долинах рек Чусовая, Сытва, Уфа и др. Как самостоятельный стратон выделяется также в Верхнечусовском и Вишерско-Вильвинском районах Уральской СФцЗ. Разрез аллювия составляют русловые и перигляциальные фации. Первые представлены полимиктовыми галечниками с песчаным заполнителем (нередко с косою слоистостью), вмещающими линзы синевато-серых старичных глин; мощность – 2–4 м. Преобладающие перигляциальные образования сложены серовато-бурими разнотекстурными полимиктовыми песками и супесями с тонкими пропластками и линзами полимиктовых гравийников с хорошо окатанными обломками.

Слоистость пород горизонтально-волнистая, мощность – 3–5 м. В «горной» зоне (долина руч. Бардым) в перигляциальных фациях преобладают суглинки и песчаные глины (с включением щебня палеозойских пород), близ тылового шва нередко формирующие делювиально-солифлюкционный глыбово-щебнистый горизонт, отвечающий времени максимального вильгортовского похолодания. Базальные отложения русловых фаций с размывом залегают на дочетвертичных породах; перигляциальные фации перекрываются делювием североуральского надгоризонта, во многих случаях они существенно размывы. Мощность аллювия уфимской террасы составляет 10–15 м.

Другие его опорные разрезы изучены в долине р. Сытвица у дер. Чёрный Камень и в гравийном карьере горы Кунгур (Стефановский, 2006). В последнем по пробе, отобранной из нижних (гравийно-галечных) слоев, термолуо-



минесцентным анализом получена дата  $320 \pm 40$  тыс. лет (А. И. Шлюков, лаборатория МГУ), что соответствует сылвицкому времени. По комплексу данных, объем стратона отождествляется с сылвицким и вильгортовским горизонтами среднего неоплейстоцена.

**Волчанская свита.** Гляциал и гляциофлювиал (g,fllvč). Свита, отвечающая объему вильгортовского горизонта, развита на северо-востоке площади, принадлежит к Кушвинскому району Уральской СФцЗ. Ледниковые образования приурочены к понижениям холмисто-увалистой полосы и наблюдаются вдоль «палеозойского уступа». Опорные разрезы изучены в Волчанском и Богословском угольных карьерах (Лидер, 1976; Стефановский, 2004). В первом из них стратон представлен супесями, переслаивающимися с песками, и серыми (до темно-серых) суглинками плотного сложения; в последних хаотично рассеяны галька, гравий и мелкие (до 30 см) валуны кварца, желтовато-серых кварцитов, кварцитопесчаников и силицитов с окатанностью 3–4 балла. В нижней части разреза наблюдалась плитчатая отдельность и ксенокласты подстилающих пород, деформированные до тонких «развальцованных» линз и «рулетообразных» складок. Контакт с подстилающей угленосной толщей триаса гляциодинамический, ассимиляционный.

По результатам литолого-минералогического анализа матрикса, в легкой фракции преобладают зерна кварца (21–46%) и калиевых полевых шпатов (20–45%), отмечаются слюды, глауконит, обломки спикул губок; в тяжелой фракции доминируют минералы, не устойчивые к химическому выветриванию – эпидот и цоизит (43–56%), роговая обманка (18–32%), пироксен (5–18%); палеогеографический коэффициент варьирует в малых пределах (0,04–0,18), что характерно для ледниковых образований. Гляциофлювиальные осадки тесно связаны с моренными; разрезы их пересечены отдельными скважинами. Обычно эти отложения характеризуются неравномерным переслаиванием мелкозернистых песков и алевритов, вмещающих тонкие линзы и гнезда крупнозернистого песка и гравия.

В верхнем течении р. Лобва (к северу от дер. Зимовье) ледниковые образования представлены пачкой (мощностью 4 м) бурых и коричневых песчаных глин, переполненных неравномерно распределенными галькой и гравием разного состава. Здесь волчанская свита залегает на корях выветривания либо на палеозойских породах; перекрывается делювием североуральского времени. По объему рассматриваемый таксон отвечает вильгортовскому горизонту; мощность его – до 10 м.

**Макарушкинская свита.** Делювий (dllmk), коллювий и делювий (с,dllmk). Свита, отождествляемая со среднеуральским надгоризонтом среднего неоплейстоцена, развита во всех районах Уральской СФцЗ. Делювиальные отложения приурочены к межхребтовым понижениям и эрозийным ложбинам, где слагают среднюю часть депрессий. Представлены бурыми глинами (часто песчанистыми) и суглинками с дресвой, щебнем местных пород; вмещают линзы и гнезда песчано-гравийного материала с редкой кварцевой галькой; в основании количество обломочного материала выше. Иногда в разрезах делювия наблюдаются глыбовые горизонты («настилы»), следы погребенных почв и субгоризонтальные зоны криогенных нарушений. Отложения перекрыты «североуральским» делювием или субаквальными об-

разованиями верхнего неоплейстоцена и голоцена. Формирование глыбовых горизонтов и криогенные деформации И. И. Краснов связывал с криоксеротическими фазами оледенений. Один из представительных разрезов делювия макарушкинской свиты описан в кирпичном карьере (инт. 4,8–15,2 м) на северной окраине г. Нижний Тагил под бурыми суглинками и песчаными глинами североуральского надгоризонта с криогенными клиньями в основании. Там свита сложена желтовато-бурыми песчаными глинами с гнездами и линзами щебня палеозойских пород; в рыхлых отложениях на глубине 10,5 м был найден зуб и другие фрагменты костей хазарского мамонта (опр. И. А. Дуброва), позволяющие относить стратон к среднеуральскому надгоризонту среднего звена. Мощность делювия – до 25 м.

Нерасчленяемые коллювий и делювий приурочены к межгорным впадинам с крутыми склонами, сложенными устойчивыми к химическому выветриванию породами (кварциты, долериты и т. п.). Подразделение представлено бурыми или коричнево-серыми суглинками и песчаными глинами с многочисленной щебенкой местных пород и прослоями щебнистых глыбников в прибортовых частях депрессий. По керну скважин на западном склоне Бардымского хребта выделяются три горизонта с глыбами кварцитов. Мощность горизонтов – 1–3 м. Формирование средних двух сопоставляется с холодными периодами среднеуральских похолоданий. Мощность данного таксона – 15–20 м.

Аллювий третьей надпойменной террасы ( $\alpha^3$ ll) имеет широкое распространение в долинах крупных рек на западном склоне Урала (Верхнечусовской и Вишерско-Вильвинский районы). Там он выделяется под названием «исетская терраса», формирует эрозионно-аккумулятивный уровень с относительной высотой поверхности 17–25 м (цоколя – 10–15 м). Стратон сопоставляется с ницинским и леплинским горизонтами среднего неоплейстоцена. В горах аллювий представлен полимиктовыми галечниками (с редкими валунами местных пород), разнозернистыми гравийными песками (с линзами глин) и супесями; в предгорьях – преимущественно полевошпатовыми кварцевыми разнозернистыми песками с гравием и галькой, а также алевритами и глинами. Базальные горизонты с размывом залегают на доплиоценовых породах; перекрывается стратон делювиальными суглинками североуральского надгоризонта. Тяжелая фракция характеризуется преобладанием неустойчивых к химическому выветриванию минералов (эпидот, роговая обманка, пироксен, магнетит и др.) над устойчивыми (ильменит, лейкоксен, рутил, турмалин и др.). Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,15 до 0,45, что указывает на доминирующий привнос кластического материала со складчатого Урала. В долине р. Чусовая данный аллювий описан Е. Н. Шукиной (1948 г.) вблизи дер. Сулем; для него характерно присутствие костных остатков крупных и мелких млекопитающих ранней фазы мамонтового комплекса, что позволяет относить стратон ко второй половине среднего неоплейстоцена и сопоставлять с ницинским и леплинским горизонтами. Мощность аллювия – 5–10 м.

Аллювий третьей и четвертой надпойменных террас нерасчлененный ( $\alpha$ ll) имеет широкое распространение на площади листа, приурочен к долинам крупных водотоков. В большинстве случаев он со-

ответствует по объему двум описанным выше эрозионно-аккумулятивным надпойменным уровням среднего неоплейстоцена, которые не могут быть закартированы раздельно по условиям масштаба. В восточной части территории аллювий представлен в низах разрезов полимиктовыми галечниками, песчаными гравийниками и гравийными песками, а в верхней части – разнозернистыми песками, алевритами, супесями и суглинками. В Предуралье в его сложении преобладают гравийные и разнозернистые полевошпат-кварцевые пески с линзами алевритистых глин, а также алевриты и супеси. Галечники (или гравийные пески) с эрозионной границей залегают на палеозойских или докембрийских породах; перекрывается этот таксон бурыми делювиальными суглинками североуральского надгоризонта. В тяжелой фракции неустойчивые к химическому выветриванию минералы (эпидот, роговая обманка, пироксен) преобладают над устойчивыми – ильменитом, лейкоксеном, турмалином и др. Палеогеографический коэффициент колеблется в пределах 0,2–0,7, что указывает на преобладающее поступление кластического материала с «горно-складчатого» Урала. Возраст аллювия установлен по биостратиграфическим данным. Мощность его – 10–20 м.

Л и м н о а л л ю в и й (Iall), рассматриваемый в объеме всего *среднего неоплейстоцена* (и синхронный вышеописанному подразделению), распространен только в Предуральской СФцО – в бассейне р. Кама (нижнее течение). Он залегают на сниженных эрозией междуречных склонах и формирует высокую эрозионно-аккумулятивную поверхность. Лимноаллювий сложен переслаивающимися полимиктовыми алевритовыми песками (иногда с галькой и гравием), супесями, алевритами и (редко) глинами. В основании преобладают разнозернистые полевошпат-кварцевые пески с редким гравием, залегающие с размывом на пермских породах. По данным литолого-минералогического анализа, в легкой фракции большинство составляют зерна кварца (60–70%) и калиевого полевого шпата (15–20%); в тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы. В карьере у пос. Красный Бор на правом берегу Камы (к югу от площади листа) В. П. Суховым (1972 г.) из лимноаллювия была отмыта ископаемая фауна грызунов, характерная для среднего неоплейстоцена. Мощность таксона – 10–30 м.

Э л ю в и й (el-III). Подразделение, считающееся охватывающим весь неоплейстоцен, широко распространено на денудационных поверхностях междуречий холмисто-увалистой зоны Предуралья, Уфимского плато и Русской равнины; присутствует и в высоких предгорьях Урала (Верхнечусовской и Вишерско-Вильвинский районы). Представлено глинами и суглинками с выветрелым щебнем подстилающих коренных пород. Нижняя граница с последними постепенная и проводится условно по степени их «структурной преобразованности». В верхней части отложения нередко обессованы почвенными процессами и включают стяжения карбонатов. Состав, цвет и внешний облик образований во многом зависят от физико-механических свойств материнских пород: в корах выветривания элювий состоит из пятнистых комковатых глин с жирным блеском, включающих гнезда материнской коры, железистые и карбонатные стяжения; на выветрелых песчаниках перми он супесчаный серовато-желтого цвета, с многочисленной щебенкой бывших кремне-карбонатных конкреций и дресвой песчаников. Минеральный

спектр легкой и тяжелой фракций близок к таковому в материнских породах. В формировании элювия преобладали процессы химического и органического выветривания, протекавшие в течение всего неоплейстоцена. Мощность подразделения – 1–5 м.

Элювий и делювий (e,dI-III). Эти нерасчленяемые генетические типы отложений, синхронные вышеописанному таксону, развиты там же. Они тонким плащом покрывают выположенные поверхности гряд и холмов в увалистой полосе низких предгорий, выпуклые склоны междуречий Уфимского плато и Русской равнины. Пространственно данные образования тесно связаны с элювием и фациально замещаются последним. Представлены бурыми или коричневато-серыми суглинками и глинами с выветрелым щебнем подстилающих пород, редкими окатанными обломками песчаной и гравийной размерности. Нижняя граница обычно четкая, эрозионная, подчеркнутая повышенной концентрацией зерен гравия и мелкого щебня, иногда криотурбированная. Рассматриваемые отложения прослежены в канавах газопроводов в пределах Уфимского плато, где на возвышенных участках рельефа наблюдались «пятна» элювия с постепенным переходом к подстилающим породам, а на склонах и микропонижениях – полосы делювия с резкой эрозионной границей; раздельное их картирование в мелком масштабе не представляется возможным. Как и в предыдущем случае, считается, что формирование этих пород происходило в течение всего неоплейстоцена; мощность их – до 5 м.

Лессоиды (Ll-III), также относящиеся ко всему неоплейстоцену, тонким чехлом покрывают междуречья Предуралья, особенно Верхнекамской депрессии. Они представлены бурыми и серо-коричневыми макропористыми известковистыми суглинками, алевроитами, супесями, реже глинами лессовидного облика, местами с редкой выветрелой галькой. Нижний контакт лессоидов обычно резкий, подчеркнутый ожелезнением, либо криотурбированный с клиньями и инволюциями; в последнем случае имеет причудливую форму. Суглинки покрывают придолинные верхние участки склонов, что позволило Г. И. Горецкому относить их к половодно-ледниковым образованиям. Основная же их часть по происхождению, безусловно, субэральная, сформировавшаяся в перигляциальные эпохи похолоданий в условиях нарушенного криогенезом почвенного покрова, активной ветровой эрозии и превалирующих процессах плоскостного смыва мелкозема с положительных форм рельефа. Возраст лессоидов устанавливается по сопряжению их с вышеописанным элювием и делювием; мощность – 5–15 м.

Элювий и делювий (e,dII-III), сопоставляемые с двумя верхними звеньями неоплейстоцена, покрывают поверхности междуречий и представлены песчаными глинами, щебнистыми супесями и суглинками с линзами и гнездами песков, иногда гравийников; мощность – до 6 м. Выделяются во всех структурно-фациальных районах территории листа (кроме Кушвинского), коррелируясь с подобными же таксонами рыхлого четвертичного покрова на смежных трапециях.

Делювий (dII-III). То же можно сказать и об этом подразделении. Делювий залегает на склонах положительных форм рельефа в верхних частях бортов речных долин. Он сложен бурыми суглинками с примесью дресвы и щеб-

ня, реже коричневыми глинами с прослоями песков и гравийников. Мощность таксона – до 10 м.

Аллювий второй надпойменной террасы ( $a^2III$ ) как самостоятельный стратон на площади может быть выделен почти везде (кроме водораздельных частей Урала); широко развит в крупных речных долинах. Он формирует аккумулятивный террасовый уровень с относительной высотой поверхности 8–10 (до 15) м; по объему соответствует стрелецкому и ханмейскому горизонтам верхнего неоплейстоцена. В полных разрезах аллювия участвуют нижняя (термохронная) и верхняя (криохронная) «толщи». Первая представлена полимиктовыми гравийно-галечными песками (нередко с косой слоистостью и линзами серых алевритистых глин) мощностью 3–5 м. Она находится ниже уреза воды и в естественных обнажениях почти не встречается; на участках неотектонических поднятий залегает на приподнятом цоколе и имеет сокращенный гравийно-галечный разрез. В тяжелой фракции «нижнего» аллювия доминируют неустойчивые к химическому выветриванию минералы: эпидот, роговая обманка, пироксен, актинолит. Время его накопления – первое межледниковье позднего неоплейстоцена, устанавливается по остаткам крупных млекопитающих шкурлатовского комплекса с руководящей промежуточной (от раннего к позднему типам) формой мамонта, а также редким фрагментам ископаемых грызунов, карпологической флоре и спорово-пыльцевым комплексам – светлохвойные мелколиственные (с присутствием широколиственных форм) леса и мезофильно-папоротниковый покров. Нижняя часть камышловской террасы отвечает стрелецкому (в Предуралье – кушнареновскому) горизонтам. Криохронная «толща» сложена перигляциальными бурыми и красновато-бурыми разнозернистыми (часто алевритовыми) песками (с горизонтально-волнистой слоистостью) с пропластками супесей, глин, линзами гравийников; отмечаются криогенные деформации в кровле. Опорный ее разрез изучен в долине р. Кама у дер. Слудка (Верещагина, Яхимович, 1988; Стефановский, 2006). В тяжелой фракции также господствуют неустойчивые к химическому выветриванию минералы; палеогеографический коэффициент варьирует от 0,01 до 0,2. Эта часть аллювия соответствует ханмейскому (сайгатскому) горизонту, возраст установлен по биостратиграфическим данным. Общая мощность камышловской террасы изменяется от 15 до 30 м.

Аллювий первой и второй надпойменных террас нерасчлененный ( $aIII$ ) объединяет нижние надпойменные (аккумулятивные) комплексы в тех случаях, когда в масштабе карты они не могут быть отображены раздельно. Подразделение распространено на площади повсеместно; показано преимущественно в верховьях крупных рек и по их притокам. В обобщенном виде аллювий обычно представлен полимиктовыми гравийными песками, реже волнистослоистыми алевритовыми их разновидностями, а также бурыми супесями и суглинками. Камышловская терраса как самостоятельный таксон описана выше, образования режевской террасы будут охарактеризованы ниже. Мощность нерасчлененного аллювия – до 20 м.

Лимний ( $lIII$ ), относимый ко всему верхнему неоплейстоцену, локализован на севере площади, на восточном склоне Среднего Урала (Кушвинский район). Сложен иловатыми глинами, глинистыми песками, алевритами, «за-

торфованными» в верхней части разреза. Мощность – от 3 до 10 м. Осадки чаще всего залегают на ледниковых образованиях волчанской свиты среднего неоплейстоцена. Возраст лимния принят в соответствии с серийной легендой.

Элювий (eIII), синхронный упомянутому выше таксону, развит на уплощенных вершинах западного склона Урала (Верхнечусовской и Вишерско-Вильвинский районы). Представлен суглинками, глинами с дресвой, щебнем, редкими глыбами подстилающих материнских пород. Нижняя граница постепенная, реже криотурбированная. Возраст пород принят, исходя из степени их субэдрального (почвенного) преобразования – облессованности, наличия карбонатных и железистых новообразований и др.; в ледниковой зоне формирование их происходило после экзарационной деятельности покровного оледенения. Мощность элювия – 1–3 м.

Элювий и делювий (e,dIII). Данные (нерасчлененные) образования распространены на выположенных поверхностях водоразделов Урала и его высоких предгорий (Верхнекамский район). Выполнены бурями суглинками и глинами со слабо выветрелым щебнем подстилающих пород, с редкими зернами крупного песка и гравия. Нижняя граница резкая, иногда нарушенная криогенезом. На сравнительно молодой возраст образований косвенно указывают слабо выветрелые обломки коренных пород и малая мощность отложений, составляющая 2–3 (редко 5) м.

**Североуральский надгоризонт.** Делювий (dIIIsv). **Валдайский надгоризонт.** Делювий (dIIIvd). Названные таксоны выделяются (соответственно) на Урале и в Предуралье. Широко распространены на вогнутых склонах гор, холмов и в верхних частях бортов речных долин. Делювий представлен бурями глинами и суглинками со щебнем слабо выветрелых пород и редкой галькой кварца; на склонах гор в нем встречается крупный щебень и единичные глыбы коренных подстилающих образований. Нижняя граница обычно криотурбирована мерзлотными процессами (клинья, инволюции); в других случаях она резкая, эрозионная. Подразделение залегают как непосредственно на коренном субстрате, так и на плейстоценовых субэдральных образованиях (в межгорных понижениях). Возраст делювия устанавливается по сопряжению с перигляциальным аллювием у тылового шва камышловской террасы, а также по редким остаткам костей крупных млекопитающих мамонтового комплекса. Мощность делювиальных шлейфов – 5–7 м, в понижениях палеорельефа – до 15 м.

**Североуральский надгоризонт.** Колювий и делювий (c,dIIIsv). Эти образования покрывают крутые склоны горных хребтов и отдельных вершин в зоне кряжа; распространены во всех районах Уральской СФцЗ. Особенно широко они развиты на склонах, выполненных породами, при физическом выветривании которых образуется много щебнистого материала – кварцитами, кристаллосланцами, гнейсами, габбро и др. Подразделение сложено бурями суглинками, реже глинами со свежим щебнем и редкими отломами пород коренного субстрата; в подошве часто фиксируется щебнисто-глыбовый горизонт. Залегают на палеозойских или докембрийских образованиях либо перекрывает (в депрессиях) более древние кайнозойские стратоны. Вниз по склону описываемые образования фациально замещаются субсинхронным

делювием. Нижний глыбово-щебнистый «настил» сопоставляется со временем ханмейского похолодания. Мощность таксона – 3–10 м.

Ханмейская морена (glllhn), сопоставляемая по объему и возрасту с одноименным горизонтом верхнего неоплейстоцена, выделяется в Кушвинском районе Уральской СФцЗ. Локально развита на северо-востоке территории, где картировалась при ГДП-200 листа О-40-VI [37]. Слагает трогоподобные углубления вблизи подножий наиболее крупных вершин (гора Конжаковский Камень и др.), ниже перекрывающей ее более молодой («полярно-уральского» возраста) евлахтинской морены. Отложения представлены суглинками с галькой, щебнем, валунами и глыбами местных пород; мощность их – до 20 м. В данном стратогене зафиксированы небольшие россыпепроявления платины [37].

Аллювий первой надпойменной террасы (a<sup>1</sup>lll) формирует нижний (среди надпойменных) аккумулятивный уровень в долинах рек и их крупных притоков. В строении аллювия и здесь выделяются нижняя (термохронная) и верхняя (криохронная) части. Первая из них в верхнем течении водотоков обычно сложена полимиктовыми гравийными песками (с линзами гравийных галечников и иловатых синевато-серых глин) мощностью 2–4 м, а вторая (перигляциальная) – волнисто-слоистыми светло-бурыми песками с линзами гравийников, супесей и глин мощностью 3–8 м. В среднем и нижнем течении рек в нижней «толще» преобладают преимущественно разнозернистые пески (в основании – с гравием), содержащие тонкие линзы синевато-серых старичных глин; в верхней – волнисто-слоистые алевриты и супеси. Общая мощность аллювия режевской террасы – от 10 до 25 м; он, как правило, вложен в камышловский аллювиальный комплекс. Опорные разрезы изучены в долинах многих рек: Межевая Утка («Прииск Синегорское»), Чусовая («Талица», «Заозерье»), Кама («Малый Беляк», «Гарчи») и др. В тяжелой фракции неустойчивые к химическому выветриванию минералы (эпидот, роговая обманка, пироксен) преобладают над устойчивыми (ильменит, лейкоксен, рутил).

Палеогеографический коэффициент меняется слабо – от 0,2 до 0,4. Аллювий содержит ископаемые остатки фауны крупных млекопитающих с мамонтом позднего типа и палинологические комплексы конца позднего неоплейстоцена. Серия радиоуглеродных дат укладывается в диапазон от 46,1 до 28,7 тыс. лет, в том числе на разрезах: «Малый Беляк» (ИГАН 2371) – 46 097 ± 800 лет (Пахомов и др., 2005), «Синегорское» – 33 950 ± 1800 лет (Г. И. Баш, 1986), «Заозерье» (ГИН 11497) – 31 500 ± 500 лет, «Гарчи» (ТИА 941) – 28 750 ± 795 лет. По изотопно-геохронологическим и биостратиграфическим данным, стратон соотносится с невяньским (в Предуралье – табулдинским) и полярноуральским (кудашевским) горизонтами.

**Полярноуральский горизонт.** Делювий (dlllрu). **Кудашевский горизонт.** Делювий (dlllkd). Среди названных таксонов первый выделяется на Урале, второй – в Предуралье. Оба широко распространены на площади; развиты на вогнутых склонах долин рек и их притоков, часто – на поверхности режевской террасы. Делювий представлен суглинками, супесями светлого цвета, нередко светло-коричневыми глинами с дресвой, щебнем и редкой галькой, иногда (в горах) отломами местных пород; материал обычно

слабо сортирован. По сопряжению его с верхней (перигляциальной) частью режевской террасы время формирования таксона считается полярноуральским. Мощность делювия – 1–5 м.

**Полярноуральский горизонт.** Д е с е р п ц и й (drillpu). На территории листа подобные склоновые образования развиты во всех районах Уральской СФцЗ. Представлены щебнистыми суглинками и супесями с редкими глыбами подстилающих коренных пород; развиваются на поверхностях разной крутизны. Мощность подразделения – 3–5 м.

Е в л а х т и н с к а я м о р е н а (glllev) горно-долинного (и карово-долинного) оледенения по объему соответствует полярноуральскому горизонту верхнего неоплейстоцена; встречается в верхнем ярусе горного рельефа (горы Конжаковский Камень и Казанский Камень, верховья рек Северный Иов, Иов, Конжаковка, Северный Катышер, Чернушка и др.). Образования представлены серыми суглинками, супесями, глинами со слабоокатанными валунами, галькой и крупным щебнем, иногда небольшими глыбами местных пород (габброиды, гипербазиты, метаморфиты и др.). Они формируют моренные валы, ориентированные преимущественно вдоль оси троговых долин. Иногда полностью выполняют днища трогов и образуют поперечные валы при выходе тиллов из горных сооружений. Мощность евлахтинской морены – от 3 до 20 м.

## ГОЛОЦЕН

Элювий и солифлюксий (e,sH) приурочены к гольцовой зоне Уральского кряжа. Выражены развалами материнских пород на поверхностях горных вершин и хребтов. Конечным результатом физического выветривания являются дресвяно-щебнистые россыпи с отдельными глыбами. На привершинных частях склонов вследствие солифлюкционных процессов образованы глины, суглинки с дресвой и щебнем подстилающих пород. Мощность подразделения – 1–3 м.

К о л л ю в и й (сH) тяготеет к крутым склонам наиболее высоких горных хребтов и вершин, здесь выделяется только в Кушвинском районе Уральской СФцЗ. Представлен крупным щебнем и глыбами (иногда значительной величины отломами коренного субстрата) с супесчаным, реже суглинистым наполнителем. Он залегает в верхнем ярусе рельефа ниже голоценового элювия. В строении коллювия вниз по склону увеличивается количество супесчано-суглинистого материала и повышается плотность сложения. Наиболее обширные его поля закартированы на склонах гор (Конжаковский Камень, Казанский Камень и др.), имеющих абс. отм. свыше 1200 м. Коллювий, сформированный под существенным влиянием гравитационных (с участием солифлюкции) процессов, образует каменные реки, натечно-обвальные шлейфы и покровы, мощность которых увеличивается вниз от 2 до 10 м.

Д е л ю в и й и а л л ю в и й (л о ж к о в ы е) (d,aH) картируются совместно в долинах малых притоков рек на западе площади. Подразделение представлено грязно-серыми глинистыми песками, супесями и суглинками с линзами разнозернистых полимиктовых песков, которые вмещают гравий, щебень и



редкую гальку местных пород. В них встречаются ископаемые остатки диких животных и раковины пресноводных моллюсков. Осадки коррелируются с аллювием пойменных террас; их голоценовый возраст не вызывает сомнений. Мощность таксона – до 10 м.

Аллювий пойменных террас и русла (aH) имеет повсеместное распространение. В долинах водотоков он формирует высокую и низкую поймы, а также выполняет днища рек, косы и пляжи. Последние сложены галечниками и песками; низкая пойма чаще всего образована иловатыми глинами и алевритовыми песками. В разрезе высокой поймы в верхней части обычно фиксируются горизонтальнослоистые мелкозернистые илистые пески и алевриты, иногда торф («собственно пойменная» фация); в нижней части – пески, гравийники, галечники («русовая» фация) с линзами глин «старичной» фации. В отложениях высокой поймы найдены ископаемые остатки диких животных (кабан, олень, лось), а также ассоциации пресноводных моллюсков и ракообразных, имеющих широкое распространение в современных водоемах средней полосы России. По спорово-пыльцевым комплексам в разрезе высокой поймы выделяются три фазы растительности, которые отвечают середине и верхам голоцена. Мощность современного аллювия – 5–20 м.

Лимний (lH) выполняет современные озерные ванны и слагает их пляжи; водоемы расположены как на междуречьях, так и в долинах рек (старичьи). В заданном масштабе соответствующие отложения картируются только на западе площади. Пляжи и косы сложены обычно песками; донные осадки – иловатыми глинами, илами, сапропелями и карбонатными гажками. Опорный разрез известковой гажки изучен вблизи дер. Осинцево (Сайдаковский, 1991); по серии проб получены следующие радиоуглеродные даты: глубина 2,72 м (УПИ 293) –  $10\,700 \pm 130$  лет.; глубина 1,95 м (УПИ 321) –  $9600 \pm 80$  лет; глубина 1,53 м (УПИ 320) –  $8680 \pm 80$  лет. Кроме того, в озерных отложениях выявлены ассоциации современных моллюсков, остракод, харофитов и палинологические спектры, позволяющие надежно относить лимний к голоцену. Мощность его – 2–10 м.

Лимний и палюстрий (l,plH). В масштабных контурах такое сочетание генетических типов фиксируется только в Кушвинском районе Уральской СФЦЗ. На зарастающих озерах по периферии происходит образование торфяников, в центральной открытой части – накопление сапропелей и илов. Этот комплекс осадков хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. Отложения включают остатки современной флоры, фауны моллюсков и остракод. Мощность их – от 3 до 10 м.

Палюстрий (plH) выделяется на равнинной части территории и в западных предгорьях Урала; представлен в основном торфом, редко сапропелем. Торфяники обычно образуются при зарастании озер за счет перегнивших скоплений водных растений (гиттии, камыш, осока). Кроме того, они формируются на участках с низкими фильтрационными свойствами приповерхностных пород (верховые торфяники) и в условиях переувлажнения местности грунтовыми водами (низинные торфяники). В долине р. Межевая Утка (у села Синегорское) на поверхности режевской надпойменной террасы залегает торфяник мощностью 1,2 м. Образование его началось в раннем го-

лоцене, так как радиоуглеродный возраст торфа из основания слоя (проба Тпн, 968) составляет  $10\,000 \pm 50$  лет. Мощность палюстрия 1–7 м.

Э о л и й (vH) присутствует во всех районах Предуральской СФцО, распространен в бассейне р. Кама. Он представлен средне-мелкозернистыми, часто алевритистыми кварц-полевошпатовыми песками; среди хорошоокатанных мелких обломков преобладают зерна с матовой поверхностью. Пески плащеобразно залегают на неоплейстоценовых гляциофлювиальных, речных, лессоидных отложениях и сформировались за счет их перевевания, нередко образуя дюнные формы современного рельефа. Они также перекрывают поверхности некоторых аккумулятивных надпойменных террас. Из пробы песков (глубина 2 м) в карьере у дер. Кокорино термомлюминесцентным методом была получена дата 6 тыс. лет (МГУ, А. Г. Шлюков, экспериментальные исследования). Это подтверждает отнесение эолия к голоцену. Мощность подразделения – 1–5 м.

Техногенные образования (tH<sup>2</sup>), отвечающие верхней части голоцена, развиты в промышленных агломерациях Среднего Урала; картируются в Сысертско-Салдинском и Кушвинском районах Уральской СФцЗ. К техногенно-измененным относятся породы, находящиеся под постоянной нагрузкой промышленных и гражданских сооружений – авто- и железных дорог, зданий, дамб, мостов и т. д. Техногенно-переотложенными являются отвалы добычных карьеров, шахт и дражных полигонов. Литология этих образований зависит от вида извлекаемого полезного ископаемого, в частности: Кунгурский известняковый карьер – «перемешанные» щебнисто-глыбово-суглинистые отложения; Богословский угольный карьер – супесчано-глинисто-гравийный материал; эфеля драг – песчано-галечно-валунные осадки и т. д.; мощность их – 5–30 м. К техногенно-образованным относятся породы, накопившиеся в промышленных отстойниках. Они обладают тонкой слоистостью, приурочены к периферии крупных городов (Пермь, Кунгур, Соликамск, Березники и др.) и имеют мощность от 2 до 20 м.

---

---

## ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На характеризуемой территории картируется значительное количество интрузивных тел различного состава, размера, морфологии, и возраста, группирующихся в интрузивные комплексы с собственными названиями в соответствии с Уральской серийной легендой ГК-1000; они выделяются преимущественно в восточной («уральской») части площади листа. Наиболее интенсивно интрузивный магматизм проявлен в Кваркушско-Каменногорской СФЗ, где возраст интрузий основного, ультраосновного и кислого состава варьирует от позднего рифея до карбона, а также в Тагильском синклинории, весьма пестрые по составу интрузии которого укладываются в интервал геологического времени от среднего ордовика по девон, т. е. фиксируют полный цикл развития островодужной системы. В Западно-Уральской мегазоне наиболее интенсивные проявления интрузивного магматизма связаны с позднедевонско-раннекаменноугольной тектоно-магматической активизацией.

### ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-ВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИИ

**Линевский комплекс плагиогранитовый гипабиссальный** ( $p\gamma RF_3ln$ ) представлен Линевской группой даек плагиогранит-порфиров и гранитоидами, прорывающими габброиды Журавликского массива. Ранее эти гранитоиды также входили в состав журавликского комплекса и рассматривались в качестве его второй фазы. Однако, как показал проведенный нами анализ, объединение в один комплекс пород, происходящих из различных по глубине плавления и составу магматических расплавов, неправомерно.

Линевская группа даек и малых массивов [44] расположена на левобережье р. Койва выше устья р. Кырма (в долине р. Линёвка). По данным глубокого бурения, это крутопадающие на юго-восток дайки протяженностью до 2 км и мощностью до 100 м. Тела сложены метасоматически измененными плагиогранит-порфирами и прорывают отложения клыктанской свиты. Характер контактов с вмещающими породами затушеван наложенными процессами, среди которых широко проявлены березитизация и окварцевание, образующие зону метасоматоза.

Гранитоиды, прорывающие габброиды Журавликского массива, представлены гранодиоритами, плагиогранитами и плагиогранит-порфирами, ко-

торые залегают в габброидах в виде линейно-вытянутых и линзообразных тел мощностью до 50 м. На контактах с вмещающими карбонатными породами клыктанской свиты образуются пироксен-гранатовые скарны. Гранодиориты – породы зеленовато-серого цвета, сланцеватой, полосчатой, катаклатической текстуры. Первичный состав часто изменен процессами альбитизации, окварцевания, березитизации. В отдельных участках сохраняется реликтовая порфиристая структура; вторичные структуры – гранобластовая, лепидогранобластовая, пойкилобластовая. Вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом. В составе основной массы – альбитизированный плагиоклаз, кварц, иногда микроклин (обычно альбитизированный), серицит, эпидот, редко биотит (до 6%); акцессорные – циркон, ортит, апатит; рудные – лейкоксен, сфен, магнетит.

Плагиогранит-порфиры – серые, зеленовато-серые массивные или рассланцованные породы с порфиристой или лепидогранобластовой структурой. Вкрапленники представлены альбитом, кварцем, ортоклазом. Состав основной массы – плагиоклаз (альбит-олигоклаз), ортоклаз, кварц, редко биотит; вторичные – серицит, хлорит, сидерит; акцессорные – циркон, ортит, монацит, ксенотим, рутил, апатит; рудные – пирит, магнетит, ильменит. Ортоклаз обычно альбитизирован, основная масса серицитизирована, хлоритизирована.

По химическому составу гранитоиды относятся к ряду гранодиорит-плагиогранит-лейкогранит, отличаются высоким содержанием кремнезема, пониженной щелочностью. Отношение  $K_2O/Rb$  в гранитоидах равно 200, что указывает на их коровое происхождение [307]. Позднерифейский возраст пород линевского комплекса определен предположительно на основании геологических соотношений с вмещающими их породами клыктанской свиты.

**Сарановский комплекс ультрамафит-габбровый** выделен Ю. Д. Смирновым в 1950 г. В нем по основности выделяются две группы пород: первую образуют дуниты и расслоенные ультрамафиты ( $\Sigma RF_3s$ ), вторую – более редкие габбро, габброанортозиты, габбродолериты ( $vRF_3s$ ). На территории листа О-40 к нему относятся породы Сарановского и Шакиуровского массивов, Кырминская и Воронковская группы интрузий ультрамафитов. Кроме того, к сарановскому комплексу отнесены мелкие тела Шишимской группы ультраосновных пород, известные на юго-западном крыле Кваркушко-Каменногорского антиклинория [310].

Петротип сарановского комплекса – *Сарановский массив*, известный с 1890-х годов. Массив изучался многочисленными исследователями: И. А. Зиминым, С. А. Вахромеевым, Н. П. Старковым, О. К. Ивановым и др. И. А. Зимин первым обратил внимание на сходство Сарановского массива со знаменитыми африканскими расслоенными рудоносными массивами Бушвельд.

Массив расположен в Кваркушко-Каменногорском антиклинории, в зоне субмеридионального Сарановского разлома, вдоль которого он вытянут на 4,7 км при ширине выходов от 25 до 470 м; бурением прослежен на глубину до 700 м.

Отчетливо выражено тектоническое разлинзование массива с разворотом блоков и выклиниванием на флангах и с глубиной. На западе ультрабазиты контактируют с породами усьвинской и федотовской свит (верхний рифей),

на востоке – со сланцами и тиллитовидными конгломератами нижней вендской вильвенской свиты. Конгломераты содержат гравий и гальку хромитов и серпентинитов. На контактах наблюдаются мощные (8–15 м и более) зоны тектонитов.

Отсутствие интрузивных контактов ультрамафитов с габброидами и отсутствие в разрезах массива переходных типов пород не позволяют однозначно трактовать генезис ультрабазитов. Учитывая тот факт, что массив контактирует с резко различающимися по возрасту породами и локализуется в зоне разлома, наиболее обоснованной представляется версия протрузивной природы расслоенных ультрамафитов, перемещенных по ослабленной зоне.

Гипербазиты серпентинизированы и фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными аномалиями (до 12 000 нТл) в магнитном поле. Основание дифференцированной серии слагают аподунитовые серпентиниты мощностью до 180 м. Состав и структура серпентинитов, содержащих только магнетит-лизардитовые псевдоморфозы по оливину и не содержащих бастит, позволяют считать, что они образовались по дуниту [75]. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты образуют вторую (вышележащую) ассоциацию пород, для которых характерна полосчатость, обусловленная переслаиванием разных типов ультрамафитов (в т. ч. хромитсодержащих) и хромититов. Контакт с дунитами осложнен широким развитием ультраосновных пегматитов, сарановитов и тектоническими нарушениями. Полосчатость параллельна контакту. Толща разбита на блоки с незначительными перемещениями.

Структура хромитоносных ультрамафитов гипидиоморфнозернистая, текстура массивная, полосчатая или трахитоидная. Сарановиты состоят из хромшпинелида (35–80%), лизардита (антигорита) по оливину, бастита по ортопироксену и флогопита (3–10%). Хромититы (мощность пластов от 0,5 см до 12 м) состоят на 60–99% из хромшпинелида, а также лизардита, бастита, магнетита, хлорита, кальцита. Кроме того, в них установлены уваровит, фуксит, хромсодержащий сфен, хромамезит. С метаморфизмом рудных агрегатов силикатной части связано появление редких выделений сульфидов никеля и кобальта: миллерита, пентландита, линнеита-полидимита, брейтгауптита (хизлевудита), виоларита.

Выше хромитоносных ультрамафитов располагаются антигоритовые, реже лизардитовые серпентиниты по дунит-гарцбургитам (ортопироксена 15–25%) и гарцбургитам (ортопироксена 25–50%) и их пегматитовые разности.

Верхняя часть разреза расслоенной серии представлена габброидами мощностью до 400 м, образующими линзовидное тело  $920 \times 230$  м в северо-восточной части массива, и тело длиной 740 м, при мощности 40 м – в юго-восточной части. Простираение габброидов совпадает с простираением ультрамафитов. К северу габброиды, выклиниваясь, погружаются и прослеживаются еще на протяжении 650 м. Южное погружение прослежено на 200 м, таким образом, суммарная длина тела достигает 1800 м при восточном крутом падении. Все контакты габброидов тектонические. Анортозиты слагают приконтактовую зону с ультрамафитами мощностью 100 м, вся остальная часть тела сложена мезократовыми габбро с прослоями пиро-

ксеновых анортозитов с постепенными переходами между ними. Очень редко наблюдаются пироксениты. Все породы интенсивно изменены, лишь на отдельных участках различимы реликты аллотриоморфнозернистой, пойкилитовой (в пироксеновых анортозитах) и габбровой (в габбро) структуры, текстуры полосчатые. Наблюдаются все переходные разности от анортозитов до клинопироксенитов. Характерно почти полное отсутствие рудных минералов.

Постмагматические образования представлены ультраосновными пегматитами, метасоматической вкрапленностью и жилками хромитита, лабрадордиопсидовых, хлоритовых и пумпеллиитовых пород. Дунит-пегматиты наблюдаются вблизи контактов с вмещающими породами; в зонах обильной трещиноватости вблизи даек габбродолеритов развиваются кальцитовые жилы с хлоритом, амезитом и уваровитом, с аксессуарными рутилом, ильменитом, хромсодержащим сфеном, перовскитом, сульфидами никеля, меди, железа. Наблюдаются тремолитизация и оталькование, родингиты.

Основная тенденция распределения платиновых металлов по стратифицированному разрезу сводится к синхронному обогащению Pd, Rh и Pt верхних (восточных) частей разреза и, напротив, Ir, Os, Ru нижних (западных) частей разреза. При этом уровень содержания платиноидов в хромитовых рудах увеличивается в 2–5 раз в сравнении с вмещающими породами. Отмечается прямая корреляция между накоплением платиновых металлов и хрома в породах и рудах. Содержания платиноидов в рудах составляют 250–550 мг/т (колебания от 150 до 1000 мг/т), максимальные количества в приконтактных частях рудных тел хромититов (до 3–5 г/т) [18].

По химическому составу дуниты и гарцбургиты сходны между собой, от альпинотипных аналогов они отличаются повышенными содержаниями  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$  и пониженными  $MgO$ ; по содержанию титана и щелочей относятся к низкотитанистой серии нормального ряда. Габброиды сарановского комплекса резко отличаются от габброидов других комплексов, развитых на площади листа, повышенным содержанием  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ , пониженным железа, титана, фосфора. По геохимическим показателям для габброидов также характерны пониженные значения Mn, V, Cu, Cr, Zn, P, Mo, Ni. На диаграмме  $TiO_2 - FeO'$  габброиды находятся в поле плутонических пород, аналогично массивам Бушвельд и Стиллутотер.

Для ультраосновных пород отмечается повышенная (по сравнению с кларком) железистость, что характерно для базальтоидных ультрабазитов в отличие от мантийных альпинотипных.

*Кырминская и Воронковская группы* тел хромитоносных ультрамафитов расположены юго-восточнее Сарановского массива в зоне Теплогорского разлома, секущего терригенно-карбонатные отложения клыктанской и кырминской свит. Отнесение этих тел к сарановскому комплексу обусловлено морфологическими особенностями строения тел и их составом, сходством структурной позиции и, по-видимому, условий образования.

Массивы фиксируются цепочкой слабоинтенсивных магнитных аномалий (магнитная восприимчивость  $15-35 \times 10^{-3}$  ед. СИ). Углы падения тел крутые, близкие к вертикальным. В поле силы тяжести они пространственно приуро-

чены к градиентным участкам, контролирующим зону тектонического нарушения.

*Кырминская группа* массивов расположена на левобережье р. Кырма в ее нижнем течении. Детальными работами прослежены три тела: северное (130×550 м), среднее (30–175×1250 м) и южное (25–125×400 м), общая их протяженность – 2250 м. Тела представляют собой крутопадающие на восток протрузии, деформированные в результате более поздних тектонических процессов. Форма тел неправильная линзовидная. По данным О. К. Иванова [75], массивы представляют собой расслоенные пластообразные залежи с чередованием пластов серпентинизированных ультрамафитов и хромититов, прорванных редкими маломощными дайками долеритов. Метаморфические изменения пород имеют зональный характер: в краевых частях перидотиты обычно антигоритизированы, во внутренних частях развиты лизардитовые и тальковые серпентиниты. На контактах тел с вмещающими отложениями наблюдаются тальковые, тальк-брейнеритовые, тальк-хлорит-брейнеритовые, реже актинолит-брейнеритовые, тальк-актинолитовые породы. Хромититы слагают 13 пластов мощностью от нескольких сантиметров до 2,7 м. Первичные породы сохранились в реликтах. Это бронзитовые и диопсид-бронзитовые дуниты и гарцбургиты, отличающиеся количественным соотношением минералов. Переходы между ними постепенные.

*Воронковская группа* массивов представлена двумя телами, которые располагаются в левобережной части верхнего течения руч. Большая Воронка, левого притока р. Койва. Тела отстоят друг от друга на расстоянии 120 м: северное имеет неправильную форму и меридиональное простирание (размеры 380×200 м); южное представляет собой деформированную линзу (размеры 550×100 м) северо-западного простирания с вертикальным падением. Основные породы массива представлены серпентинизированными бронзитовыми дунитами, гарцбургитами и лерцолитами, имеющими постепенные переходы между собой. Среди серпентинитов вскрыты единичные пласты хромититов мощностью 0,3–3 м. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в этих породах колеблется от 22,8 до 29,8%. Серпентиниты Кырминской и Воронковской групп интрузий отличаются высоким содержанием железа и повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$ . С ними, кроме хромитов, связаны повышенные концентрации никеля, кобальта, платины и палладия.

*Шакюревский массив* расположен в пределах Каменногорского антиклинария, на правобережье р. Койва, между ее притоками – реками Шакюревка и Большая Шалдинка. Он имеет северо-восточную ориентировку, овальную линзообразную форму, размеры 3×1,1 км и западное падение с углами приблизительно 45°. Массив закартирован в терригенных отложениях вильвенской свиты верхнего рифея, а пересекается дайками усвинского и кусьинско-красновшерского комплексов. Западная и северо-восточная границы массива – тектонические, сопровождаемые корами выветривания и метасоматическими измененными породами. Тело аподунитовых (или аподунит-гарцбургитовых) серпентинитов (900×80 м) располагается на западном контакте массива.

Породы сильно изменены, в том числе карбонатизированы, реликтовая структура панидиоморфнозернистая. Первоначально порода состояла из оли-

вина (90%), пироксена, флогопита и хромшпинелида, в настоящее время она превращена в серпентин-хлоритовый метасоматит. По петрогеохимическому составу серпентиниты по дунитам и дунит-гарцбургитам соответствуют гипербазитам сарановского комплекса и других расслоенных хромитоносных массивов. С дунитами и дунит-гарцбургитами Шакюревского массива связывают предполагаемую, по геофизическим данным, потенциальную хромитоносность, с залеганием верхней кромки рудной зоны на глубине 500 м и запасами, сопоставимыми с Южно-Сарановским месторождением (5–6 млн т)

Основную часть массива слагают габброиды, различающиеся по количественному соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов, зернистости и текстурным особенностям. Встречаются линзы пироксенитов и анортозитов (аналогично сарановскому массиву), а также габбро-норитов и лейкогабброноритов. В целом для массива характерно зональное, полосчатое строение.

В северной, метасоматически проработанной, части массива встречены флогопит-роговообманковые перидотиты (шрисгеймиты) [75].

Платиноносность Шакюревского массива, по данным опробования, незначительна. При обнаружении пластов хромититов можно ожидать платиноидную минерализацию, связанную с платиноидно-сульфидно-хромититовой формацией, аналогичную Сарановскому массиву. В метасоматитах установлены повышенные содержания осмия, причем наибольшие значения (до 128–230 мг/т) характерны для метасоматически измененных пироксенитов и роговообманковых перидотитов.

О. К. Ивановым [310] к сарановскому комплексу относятся амфиболиты (шрисгеймиты) бассейна р. Шишим, ранее выделявшиеся в самостоятельный шишимский комплекс [156].

*Шишимская группа* тел расположена в верховьях р. Каменушка – правого притока р. Большой Шишим. Естественные выходы ультраосновных пород отсутствуют. Они вскрыты при проверке магнитных аномалий интенсивностью до 2000 нТл. К настоящему времени изучено одно наиболее крупное тело, максимальная длина которого 250 м, а длина – до 130 м. Его исследовали в 1960-е годы Ю. А. Глушков и Г. Ф. Соколов, в 1970-е – Л. И. Лукьянова, И. А. Малахов, И. М. Костарев и др., в 1980-е – В. В. Парфенов и др., О. К. Иванов [310]. Ультраосновные породы залегают среди песчаников такатинской свиты нижнего девона, с которыми имеют тектонические контакты, что послужило основанием для отнесения их к протрузивным образованиям. Простираение массива – северо-восточное, падение – восточное. Вскрытые скважинами до глубины 58 м породы массива представлены мелкозернистыми серпентинизированными шрисгеймитами. Состав пород (%): паргасит – 40–70, магнетит-лизардитовый агрегат по оливину – 20–60, единичные зерна ортопироксена, замещенного баститом, флогопит, хромшпинелид; акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, рутил, пирит, кианит, корунд. Под шрисгеймитами и серпентинитами залегают мелкозернистые плагиоклазовые амфиболиты с сосюритизированным плагиоклазом мощностью около 15 м. Среди амфиболитов развиты жилы амфиболовых габбро-пегматитов с цоизитизированным плагиоклазом и кварц-цоизитовыми гнездами. Плотность серпентинитизированных шрисгеймитов  $2,87 \text{ г/см}^3$ , магнит-



ная восприимчивость  $150 \times 10^{-3}$  СИ; плотность амфиболитов в среднем  $2,96 \text{ г/см}^3$ , они слабомагнитны.

Особенностью химического состава серпентинизированных шрисгеймитов является повышенное содержание  $\text{TiO}_2 = 0,51\text{--}0,6$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O} = 0,18\text{--}0,35$  мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 6,8\text{--}8,83$  мас. %, что отличает их от типичных пород сарановского комплекса. По мнению О. К. Иванова, появление паргасита вместо диопсида могло быть обусловлено высоким парциальным давлением  $\text{H}_2\text{O}$ . Амфиболиты, обнаруженные при бурении Шишимской аномалии под шрисгеймитами, О. К. Иванов считает апогаббровыми и сопоставляет с габброидами второй фазы Сарановских массивов. Следует отметить, что амфиболиты отличаются от габброидов значительно более высокой титанистостью и калиевой щелочностью. Габброиды содержат  $\text{TiO}_2 = 0,15\text{--}0,32$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O} = 0,12\text{--}0,28$  мас. %.

Радиологический возраст шишимских шрисгеймитов, полученный в отделе геохронологии ВСЕГЕИ К/Ar методом по роговой обманке, составляет  $2,238\text{--}2,283$  млн лет.

А. А. Краснобаевым с соавторами [89] получены следующие датировки U-Pb методом по цирконам из хромитонесных дунитов Сарановской интрузии: Южный массив –  $1756 \pm 12$  млн лет (верхнекаральская эра); Северный массив –  $464,1 \pm 5,1$  (средний ордовик) и  $439 \pm 3,1$  млн лет (ранний силур). По мнению этих исследователей, первая цифра соответствует возрасту кристаллизации магмы, две последние – этапам метаморфических преобразований.

Для уточнения возраста кристаллизации гарцбургитов Сарановского массива из протолочных проб было произведено выделение цирконов и в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ» проведено их датирование U/Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II. Конкордантный ( $n = 9$ ) U-Pb возраст цирконов из гарцбургитов составляет  $1378 \pm 8,6$  млн лет (рис. 1).

Из габброидов Шакиревского массива по монофракции цирконов U-Pb методом в лаборатории геохимии изотопов КазИМС (г. Алма-Ата) был определен изотопный возраст пород в 745 млн лет, что соответствует позднему рифею [306].

Для уточнения возраста кристаллизации габбро Шакиревского массива из протолочных проб было произведено выделение цирконов и в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ», проведено их датирование U/Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II. Конкордантный ( $n = 10$ ) U-Pb возраст цирконов из габбро составляет  $375 \pm 7,5$  млн лет и  $324 \pm 5,0$  млн лет.

Таким образом, данные изотопного датирования не являются однозначными и, по-видимому, свидетельствуют о неоднократных преобразованиях древних пород комплекса. Возраст сарановского комплекса принят поздне-рифейским на основании геологических данных: тела комплекса прорывают отложения фетотовской и усвинской свит верхнего рифея и перекрываются конгломератами вильвенской свиты нижнего венда, в гальках которых встречены серпентиниты и хромититы, аналогичные сарановским. Этот возраст согласуется и с Легендой Уральской серии листов ГК-1000.

**Троицкий комплекс кварцевых сиенитов гипабиссальный** ( $q\check{c}RF_3f$ ) представлен единственным одноименным массивом, находящимся в 50 км к востоку от г. Кизел, на правобережье среднего течения р. Косьва (в районе

3051-1

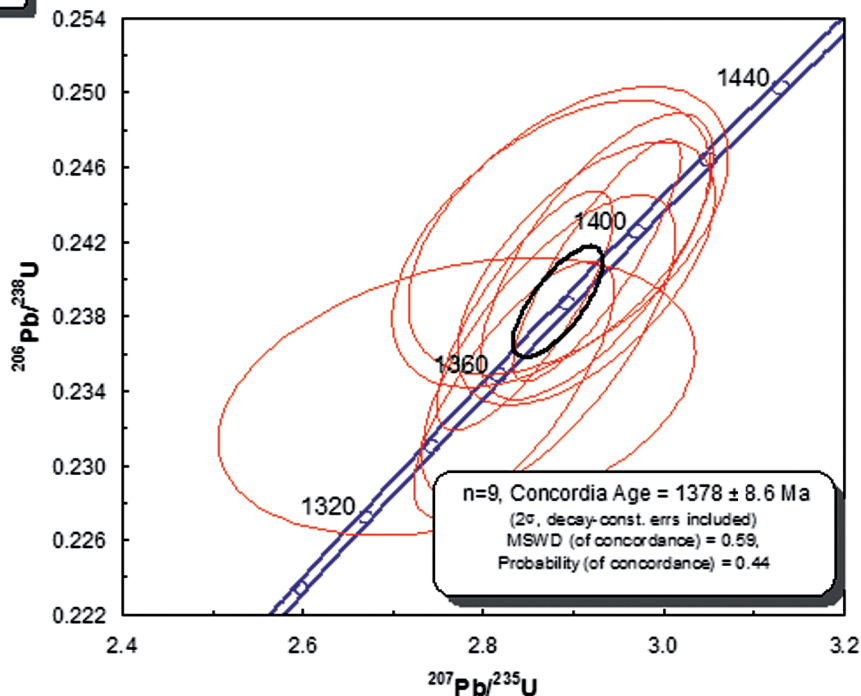


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из гарцбургитов сарановского комплекса.

бывшего пос. Троицкое). Троицкий массив хорошо выражен в рельефе двумя вершинами: горами Осамка (702,2 м) в северной части и Троицкая (579,2 м) в южной.

Первое подробное описание Троицкого массива сделано Л. Дюпарком и Л. Мразеком в 1904 г. [61]. В Легенде Пермской серии листов ГК-200 троицкий комплекс представлен щелочными граносиенитами и кварцевыми сиенитами. В результате исследований, проведенных на Троицком массиве ФГУП «Геокарта-Пермь» в 2005–2006 гг. граносиениты не обнаружены, поэтому нами выделяется троицкий комплекс кварцевых сиенитов.

В структурном отношении *Троицкий массив* находится на западном крыле Кваркушско-Каменногорского антиклинория. Интрузия приурочена к приядерной части антиклинальной складки, сложенной терригенными отложениями щегровицкой и танинской свит и осложненной разломами меридионального простирания. С зоной разломов связано значительное количество даек габбродолеритов усвинского комплекса, которые секут как кварцевые сиениты, так и вмещающие их породы.

В плане Троицкий массив представляет собой овальное тело размером  $9,5 \times 1,8$ – $2,7$  км, вытянутое в меридиональном направлении. Такая конфигурация, наряду с крутопадающими контактами, дает основание предполагать, что интрузив имеет штокообразную форму [100]. Контакты массива имеют в основном интрузивный характер с термально-метасоматическим или только термальным воздействием на вмещающие породы верхнего рифея. В восточной экзоконтактовой зоне установлены мелкие жилы аплита. В контактовых роговиках отмечаются маломощные пласты и линзы мартит-магнетитовых руд.

Интрузия имеет весьма однообразное строение. Макроскопически кварцевые сиениты представляют собой серые, зеленовато-серые и сиреневые порфиоровидные и полнокристаллические породы гипидиоморфнозернистой структуры. Под микроскопом видно, что порода состоит (%) из калиевого полевого шпата (45–50), кварца (до 15), олигоклаза зонального строения (15–20), биотита двух генераций (до 15). Порода в той или иной степени подверглась процессам регрессивного автометаморфизма, в результате чего первичные минералы заместились вторичными; кроме того, в карбонатизированных разностях наблюдается привнос кальция, чему нередко предшествовал катаклиз. Количество вкрапленников в порфиоровидном кварцевом сиените составляет от 3–5 до 20–50%, они представлены калишпатом, реже зональным кислым плагиоклазом.

Для приконтактовых частей интрузива наиболее характерны эвпорфировая структура пород и несколько повышенное содержание биотита. Аплит сложен в основном теми же минералами, что и порфиоровидные разности кварцевых сиенитов. В них обилен кварц, а калиевый полевой шпат играет второстепенную роль, плагиоклаз редок. В существенных количествах содержится магнетит. Структура пород аллотриоморфнозернистая.

В северо-восточной и восточной частях Троицкого массива зафиксированы тиллитовидные конгломераты танинской свиты ( $V_1tn$ ), перекрывающие интрузию. В гальках конгломератов присутствуют кварцевые сиениты, аналогичные таковым из Троицкого массива.

Кварцевые сиениты относятся к породам калиево-натриевого типа щелочности. Отмечается несколько повышенная титанистость, что сближает их с сиенитами, от которых описываемые породы отличаются более высоким содержанием кремнезема. Для кварцевых сиенитов троицкого комплекса характерна высокая калиевая щелочность (3,0–5,0 масс. % Na<sub>2</sub>O и 3,0–7,2 масс. % K<sub>2</sub>O) при повышенной MgO (0,35–0,58). Средний химический состав пород троицкого комплекса следующий: SiO<sub>2</sub> – 64,88; TiO<sub>2</sub> – 1,18; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 16,04; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,72; FeO – 2,18; MnO – 0,06; MgO – 0,80; CaO – 1,82; Na<sub>2</sub>O – 4,34; K<sub>2</sub>O – 5,06; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,22; ппп – 2,13; Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O – 0,86 [240, 260]. На классификационных диаграммах кварцевые сиениты попадают в поля сиенитов-щелочных гранитов и трахитов-трахидацитов. На петрохимических диаграммах кварцевые сиениты троицкого комплекса близки к трахитам щегровитской свиты, которые являются, по-видимому, их эффузивными аналогами. Г. А. Петров [129] относит кварцевые сиениты троицкого комплекса к субщелочным высокотитанистым низкомагнезиальным и низкокальциевым калиево-натриевым породам. К сожалению, комплекс не изучен современными геохимическими методами, но низкое значение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr позволяет предполагать, что входящие в его состав породы были образованы в процессе кристаллизационной дифференциации мантийных магм. Породы сильно обогащены Ba (1100–2300 ppm) и Rb (75–100 ppm) при умеренных концентрациях Sr (250–400 ppm). Содержания Nb составляют 41–44 ppm.

Массиву соответствует аномалия магнитного поля усложненной структуры интенсивностью до 100–200 гамм. В гравитационном поле массив кварцевых сиенитов фиксируется усложненной аномалией силы тяжести.

Предполагается, что массив был сформирован в рифтогенной обстановке за счет кристаллизационной дифференциации базитового расплава.

Наличие обломков кварцевых сиенитов в танинских конгломератах говорит о довендском возрасте интрузива, что хорошо согласуется с последними определениями изотопного возраста  $671 \pm 24$  млн лет [140].

**Журавликский комплекс верлит-клинопироксенит-габбровый (vRF<sub>3</sub>ž).** Интрузии комплекса в виде мелких массивов сложного строения северо-восточной ориентировки протягиваются вдоль восточной границы Усьвинско-Синегорской подзоны Кваркушско-Каменногорской СФЗ на расстояние около 130 км, от р. Усьва (массив Ночник) на севере и до р. Серебрянка на юге.

Журавликский комплекс выделен С. Б. Суловым; петротип – *Журавликской массив*, расположенный среди допалеозойских образований Кваркушско-Каменногорской зоны в среднем течении р. Серебряная. При описании массива [43] были выделены две фазы: ранняя, представленная перидотитами и габбро, и поздняя – гранитоидная, отнесенная нами в этой работе к вновь выделенному ливневскому комплексу.

В настоящее время к журавликскому комплексу относятся три массива: Журавликский, Ночник и Дублинский. Основной тектонической структурой, контролирующей их расположение, является Теплогорский разлом, ограничивающий крупный тектонический блок рифейско-вендских комплексов в Кваркушско-Каменногорском антиклинории.

*Журавликский массив* – это вертикально падающее тело северо-восточного простирания размером  $1,8 \times 1,2$  км, прорывающее отложения клыкчанской свиты позднерифейского возраста. Контакты с вмещающими породами как интрузивные, так и тектонические. Породы массива представлены габбро ( $v_1$ ), верлитами, пироксенитами и, реже, вебстеритами ( $v\sigma_1$ ). Основную часть массива слагают габбро. Контакты габбро с другими магматитами комплекса и вмещающими породами нечеткие из-за метасоматических и контактовых изменений: скарнообразования, альбитизации, окварцевания, хлоритизации. Пироксениты, оливиновые вебстериты и верлиты слагают в центральной части массива расслоенные линзообразные тела, согласные его простиранию; мощность тел – до 50 м, протяженность – до 500 м, контакты между ними резкие.

На контактах пород журавликского комплекса с вмещающими карбонатными породами клыкчанской свиты образуются пироксен-гранатовые скарны. Строение массива изучено по керну скважин, где сверху вниз наблюдаются вебстерит (4 м), пироксенит (3 м), вебстерит (3 м), габбро (3 м), пироксенит (22 м), плагиогранит (7 м), чередование габбро (0,5–15 м) и плагиогранитов (0,5–3 м); всего мощность тела – 67 м. Массив отчетливо фиксируется положительной изометричной локальной аномалией силы тяжести интенсивностью свыше 2 мГал. Над массивом отмечается повышенная изрезанность магнитного поля, что связано со сложным составом интрузии: наличием габбро с  $\chi = 0,3\text{--}0,4 \times 10^{-3}$  ед. СИ, даек габбродолеритов с  $\chi = 0,5\text{--}2,0 \times 10^{-3}$  ед. СИ, мелких тел пироксенитов с  $\chi = 10\text{--}30 \times 10^{-3}$  ед. СИ.

Пироксениты, верлиты и вебстериты журавликского комплекса вскрыты только в пределах *Журавликского массива*. Панидиоморфнозернистая, гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая структуры пород определяются по сохранившимся реликтам породообразующих минералов. Первичный состав пироксенитов (в реликтах) (%): оливин (0–10), клинопироксен (около 90), плагиоклаз (0–15), флогопит (до 2), магнетит (до 3), апатит, сфен. Оливин и клинопироксен часто замещены тальком, хлоритом, тремолитом, актинолитом, плагиоклазы сосюритизированы. Состав верлитов (%): оливин (30–60), клинопироксен (30–65), ортопироксен (0–5), флогопит (1–8), магнетит (1–10). Оливин замещен лизардитом, антигоритом, тальком, по пироксену развиваются хлорит, актинолит. Состав вебстеритов (%): оливин (7–40), ортопироксен (10–40), клинопироксен (10–70), флогопит (1–10), магнетит (1–2), апатит (редкие зерна); вторичные минералы – тремолит, актинолит, тальк, серпентин. Породы претерпели сильные метасоматические изменения; для них характерна низкая титанистость, повышенная железистость.

Габбро участками также сильно метаморфизовано, вплоть до образования зеленых сланцев. Реликтовые структуры – офитовая, пойкилоофитовая; текстуры – сланцеватая, полосчатая. Основные породообразующие минералы представлены авгитом, часто замещенным роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, а также основным плагиоклазом, замещенным альбитом, сосюритом и эпидотом. В небольших количествах присутствуют кварц, стильпномелан, сфен, лейкоксен, пирит, магнетит, лимонит. Породы отличаются повышенной щелочностью и железистостью. Геохимическая специализация – Mn, V, Ga, P.

*Массив горы Ночник* расположен в излучине р. Усьва, в 1,5 км западнее пос. Средняя Усьва среди терригенных отложений вильвенской и федотовской свит. Впервые массив закартирован С. В. Младших. Размеры массива – 300 × 400 м. Северо-западный контакт его с вмещающими породами – тектонический, наблюдаются зеркала скольжения, альбитизация и гематитизация. На южном фиксируется зона ороговикования мощностью более 20 м. Породы массива горы Ночник представлены метаморфизованными и рассланцованными анортитовыми габбро, для которых иногда характерна гнейсовидность и полосчатость.

Габбро крайне редко сохраняют реликты аллотриоморфнозернистой и пойкилитовой структуры. Гранобластовая структура характерна для перекристаллизованных участков, представленных зернами кварца и эпидота. Текстура породы сланцеватая. Минеральный состав (%): диопсид (до 35–39 в меланократовых разностях), плагиоклаз (анортит, лабрадор) – 55–60, рудный минерал – титаномагнетит (3–7).

Реликты чистого пироксена редки, он замещается тремолитом, роговой обманкой и хлоритом до полных псевдоморфоз. Плагиоклаз серицитизирован, сосюритизирован, замещается цоизит-эпидотовым агрегатом, иногда хлоритом. Рудный минерал представлен псевдоморфозами лейкоксена и сфена. В зоне эндоконтакта наблюдается развитие стильпномелана; иногда порода полностью превращена в кварц-эпидот-стильпномелановый сланец, где сохраняются только редкие реликты плагиоклаза и амфибола.

По химическому составу габброиды характеризуются низкой титанистостью и нормальной щелочностью, повышенными содержаниями СаО и железа, низкими содержаниями фосфора, что сближает их с габброидами массивов сарановского комплекса. На классификационных диаграммах лейкократовые габбро горы Ночник попадают в поле габброидов плутонической группы расслоенных хромитоносных массивов типа Бушвельда и Стиллуотера. По содержаниям микроэлементов выделяются пробы с повышенными содержаниями Ni, Co, Cr, V, иногда Ti. В отдельных пробах отмечены повышенные значения Zn, W, Se.

Массив выделяется слабой положительной аномалией в гравиметровом поле и находится в пределах субширотной магнитной слаболожительной аномалии 0–30 нТл. Магнитная восприимчивость габброидов – 0,16–0,64 × 10<sup>-3</sup> ед. СИ, плотность пород – 2,8–3,0 г/см<sup>3</sup>.

*Дублинский массив* расположен на водоразделе рек Койва и Бисер, на горе Дублинский Камень. Он представляет собой веретенообразное тело с расширением в северной части до 500–600 м и сужением в южной до 300–400 м. Протяженность интрузии – около 3,5 км, ориентировка ее длинной оси – северо-восточная (15–20°) [307]. Южная часть интрузии (около 1 км) смещена на запад от основной ее части на 400–500 м по нарушению северо-западного направления. В гравитационном поле массив отмечается положительной локальной аномалией силы тяжести. Контакты массива изучены недостаточно, только западный контакт вскрыт скважинами, где установлено его западное падение под углом около 60°. Сланцы вильвенской свиты в зоне экзоконтакта ороговикованы на расстоянии 2–3 м, габброиды в зоне эндоконтакта мелкозернистые, иногда имеют порфировую структуру [315]. В восточной части

массив пересекается дайкой габбродолеритов усьвинского комплекса мощностью до 200 м.

Макроскопически слагающие массив г а б б р о и д ы – это зеленые и серозеленые зеленокаменно-измененные породы со скорлуповатой шаровой отдельностью.

Главные породообразующие минералы – сосюритизированный, альбитизированный и серицитизированный основной плагиоклаз (35–60 %) и амфиболитизированный и хлоритизированный пироксен (40–55 %). Для пород характерна офитовая, реже пойкилоофитовая структуры. В более измененных разностях по пироксену широко развит тонкоигольчатый стильпномелан. Кроме этих минералов в породе присутствуют: первичный кварц (0–5 %), апатит – (р. з.–1 %), лейкоксен (1–8 %), который образуется по ильмениту, гидроокислы железа (0–4 %), сульфидная вкрапленность, представленная пиритом, пирротинном, халькопиритом. К трещинам деформаций в габброидах приурочены жилы и прожилки (от 1–5 мм до 5–10 см и более), выполненные карбонатом, кварцем, эпидотом, хлоритом, альбитом, актинолитом. Вблизи зон окварцевания обычно фиксируется сульфидная минерализация.

По химическому составу в габброидах массива отмечаются пониженные, по сравнению с аналогичными породами сарановского комплекса, содержания  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  и повышенн –  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Породы массива горы Дублинский Камень в целом соответствуют габброидам других массивов журавликского комплекса. По содержаниям микроэлементов можно отметить повышенные значения марганца, скандия, титана, пониженные никеля, кобальта, хрома.

Изотопный возраст габбро Дублинского массива определен по двум зернам цирконов магматического облика как  $671 \pm 7,5$  млн лет, что соответствует позднему рифею [44]. Для массива Дублинский Камень, так же, как и для Журавликского массива, характерна Pt-Pd специализация. Содержание платины в габброидах – 10–160 мг/т, палладия – 10–50 мг/т.

**Чусовской комплекс метагранодиорит-метаплагиогранитовый** ( $\gamma\delta^{\text{RF}}_3\text{-V}_1\text{C}$ ) выделяется Уфалейской СФЗ. Наиболее распространены породы комплекса в юго-восточной части листа О-40, где отмечаются относительно крупные тела гнейсоплагиогранитов и гнейсоадамеллитов. Западнее и севернее распространены мелкие, мощностью до нескольких метров, рассредоточенные жиловидные тела плагиогранитов, гнейсоплагиогранитов и мигматитов. Простираение гранитоидных тел изменяется от северо-западного на юге до субмеридионального и северо-восточного на севере. Выделяются две сравнительно крупные интрузии – Малокуказарская и Журавлёвская.

*Малокуказарская интрузия* длиной 15 км, шириной 0,4–1,2 км примыкает к Суховязкому надвигу и деформирована вблизи него. В 3 км западнее находится *Журавлёвская интрузия*. Длина интрузии 8–9 км, ширин – от 1,5 до 4 км. Между Малокуказарским и Журавлёвским телами картируется серия мелких линзовидных гранитоидных тел, увеличивается метаморфизм вмещающих пород и их мигматизация. Южнее р. Большая Громатуха среди кристаллических сланцев прослеживается несколько протяженных полос гранитоидов (гнейсоплагиограниты и гнейсоадамеллиты), шириной до 0,2–0,3 км,

падающих на восток (45–60°) и пологих (до субгоризонтальных) в ядрах антиклинальных складок. Гнейсовидность гранитоидов в большинстве случаев параллельна контактам. На контактах часто развиты крупнолистоватые биотитовые и двуслюдяные слюдиты. Под воздействием более молодых гнейсогранитов битимского комплекса гранитоиды часто мигматизированы, микроклинизируются, в них развит поздний мусковит и кварц.

Плаггиограниты белые и светло-серые массивные, гнейсовидные с плитчатой, реже глыбовой отдельностью; мелко- и среднезернистые, часто порфириовидные. Состав их (%): плагиоклаз 45–55, кварц 25–40, калиевый полевошпат 0–15, биотит 2–10, мусковит 0–6. Акцессорные минералы – циркон, сфен, апатит, магнетит. Порфириовидные выделения плагиоклаза размером от 1 до 5 мм образуют широкие таблитчатые кристаллы в породах массивной текстуры или вытянутые – в гнейсовидных разновидностях. Плагиоклаз сосюритизирован, представлен альбит-олигоклазом или альбитом.

В гранитоидах чувовского комплекса повсеместно наблюдаются признаки деформаций. В зоне Суховязского надвига гнейсоплаггиограниты разлинзованы, приобретают мелкоплойчатую текстуру с амплитудой складок 0,5–1 см, рассланцованы, будинированы.

Породы умеренноглиноземистые, известково-щелочные, нормального ряда щелочности [310]. Для гнейсоадамеллитов типичны надкларковые содержания Nb, для гнейсоплаггиогранитов – Cu.

Позднерифейский возраст гнейсоплаггиогранитов чувовского комплекса принимается на основании K-Ar определения 881 млн лет [247] и в соответствии с Легендой Уральской серии. Гранитоиды прорывают и мигматизируют породы указарской свиты верхнего рифея. В свою очередь они прорваны и мигматизированы гнейсогранитами вендского битимского комплекса.

**Битимский комплекс умереннощелочных гнейсогранитов (εgγV<sub>1</sub>bt)** широко распространен в Уфалейской СФЗ. Комплекс состоит из гнейсовидных гранитов, гнейсогранитов, гранитогнейсов и мигматитов. Жильные породы – аплиты, реже пегматоидные граниты и пегматиты. Комплекс распространен среди пород указарской свиты и уфалейского метаморфического комплекса. На юге листа О-40, в пределах уфалейского метаморфического комплекса, в битимский комплекс объединены мусковитовые альбит-микроклиновые гранитогнейсы [252] и микроклипертитовые граниты, гнейсограниты и гранитогнейсы [155].

Гнейсограниты слагают небольшие акмолитоподобные линзовидные и лентовидные тела северо-западного и субмеридионального простирания. В бассейне рек Красная, Блашта и Куказар гнейсограниты и связанные с ними мигматиты развиты почти по всему поперечнику Уфалейского антиклинория. В северном направлении они выклиниваются; в бассейне р. Большой Аюш прослеживаются только Тыртышское тело и локальные зоны мигматизации. Ширина выходов гнейсогранитовых тел – от первых десятков метров до 3 км, протяженность – от сотен метров до 30 км, мощность достигает 0,5–2 км. Падение тел преимущественно восточное – от крутого до пологого, в среднем составляет 40–50°.

Наиболее крупное *Тыртышское тело* длиной 30 км, мощностью 1,2–2 км протягивается вдоль центральной части антиклинория и контролируется зо-



ной повышенной проницаемости. На севере, в бассейне р. Большой Аюш, Тыртышское тело сложено сравнительно однородными гнейсогранитами. Южнее, в районе бывшего пос. Лесной, появляются и далее на юг количественно увеличиваются останцы мигматизированных кристаллических сланцев, а на юго-восток отходят несколько крупных апофизогранитов протяженностью 7–8 км. Южнее Тыртышское тело распадается на три ветви шириной 0,3–0,6 км. Гнейсовидность гнейсогранитов падает на восток (от 15–25° до 30–60°), реже наблюдается западное падение. Висячем боку Тыртышского тела метаморфические сланцы, гнейсы и гранитоиды чувсовского комплекса мигматизированы; преобладают линзовидно-полосчатые мигматиты, реже встречаются очковые.

По западной и северо-западной перифериям Южно-Уфалейского ареала распространения гнейсовидных гранитов и гнейсогранитов развита площадная или очаговая калишпатизация и мигматизация зеленосланцевых пород указарской свиты.

Граниты битимского комплекса в разной степени преобразованы в фенгитовые бластиты, в которых порфирокласты микроклин-пертита оконтурены струйчатым фенгит-кварцевым гранобластовым агрегатом. Светло-зеленая слюда является феррифенгитом. С битимским комплексом связана грейзенизация пород указарской свиты, гранитоидов чувсовского комплекса. Характерны кварцевые жилы с приконтактовыми мусковитовыми или фенгитовыми слюдитами. Для всех минералов гранитов и гнейсогранитов битимского комплекса, их грейзенизированных разновидностей, пород указарской свиты и чувсовского комплекса характерно обилие пор растворения, инкрустированных или выполненных редкоземельными минералами, которым сопутствуют ториевые минералы и гематит. Состав минералов (мас. %): La = 28,6–38,2; Ce = 18,6–29,3; Nd = 1,1–6,6; Y = 0,4–0,5.

На севере Уфалейского антиклинория битимский комплекс представлен гранитными мигматитами, небольшими телами лейкократовых и существенно калишпатовых гранитов.

Граниты и гнейсограниты битимского комплекса низкомагнезиальные, низкокальциевые, высококалиевые с преобладанием K<sub>2</sub>O в составе щелочей, умереннощелочные, что выражается высоким значением коэффициента апаитности (0,8–0,96). В мигматитах сохраняется высокое содержание K<sub>2</sub>O и заметное преобладание его над Na<sub>2</sub>O. Калишпатовые граниты и гнейсограниты Северо-Уфалейского ареала имеют положительную геохимическую специализацию на Nb, Th (содержание в 2–4 раза выше кларкового), Zr, U, Rb, W. Они обладают повышенной гамма-активностью [282]. Для гнейсогранитов юга Уфалейского антиклинория характерна Nb геохимическая специализация и увеличение содержания Nb, Zr, Y в породах северо-западной части ареала в бассейне р. Большая Каменка.

Гнейсограниты имеют активные контакты с породами указарской свиты и чувсовского комплекса, мигматизируют их. В свою очередь они пересечены лейкогранитами каменноугольного уфалейкинского комплекса.

Изотопный возраст гнейсогранитов битимского комплекса определен по циркону U-Pb изохронным методом Е. В. Бибиковой и кинетическим Pb-Pb методом Л. В. Суминым [310]. Изотопный возраст гнейсогранитов Тыртыш-

ского тела  $461,5 \pm 10$  млн лет,  $450 \pm 10$  млн лет. Л. В. Суминым по прозрачным цирконам получен возраст 1500–1300 млн лет и 1100–900 млн лет, по метамиктным – 750, 450–400, 300 и ~100 млн лет. На этом основании Е. В. Бибилова допускает присутствие в ядрах цирконов древней фазы с возрастом 1500–1300 млн лет. Диафориты по гнейсогранитам, хлоритизированные и пиритизированные имеют U-Pb возраст  $400 \pm 10$  млн лет (водораздел рек Красная и Куказар). В Северо-Уфалейском ареале циркон выделен из инъекций калишпатовых гнейсогранитов в метариолитах. Их возраст по  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  – 369,2 млн лет, по  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  – 396–371 млн лет, по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  – 559 млн лет. Последний возраст близок к границе нижнего и верхнего венда. Верхнее пересечение конкордии с дискордией дает возраст 741 млн лет, т. е. верхнерифейский. Изотопный возраст мигматитов, полученный K/Ar методом  $241 \pm 6$  млн лет [282], близок к возрасту нижнего пересечения конкордии с дискордией 231 млн лет, т. е. пермо-триасовому этапу. Н. С. Кузнецов с коллегами [57] датировали гнейсограниты битимского комплекса Ag-Ag методом по биотиту. Полученный ими результат –  $579,0 \pm 7,1$  млн лет соответствует раннему венду, что согласуется с возрастом, принятым в Легенде Уральской серии ГК-1000.

**Кваркушский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** ( $v\beta'V_k$ ) представлен штоками и мощными sillами метагаббродолеритов, реже дайками метагаббродолеритов и эссексит-долеритов ( $v\beta'V_k$ ), слагающими многочисленные тела в центральной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория. Петротипом его являются интрузии габбродолеритов, расположенные на левых притоках р. Улс – реках Широкая, Крестовка и Жигалан. Ориентировка даек северо-восточная, субмеридиональная и северо-западная; протяженность – от 300 до 1000 м, в отдельных случаях достигает 3–5 км, мощность – от нескольких метров до 300 м. Габбродолериты прорывают отложения рифейского и вендского возраста, имеют с ними интрузивные, в некоторых случаях тектонические контакты.

Габбродолериты и долериты состоят из сосюритизированного плагиоклаза и роговой обманки с реликтами авгита. Роговая обманка в той или иной степени замещена хлоритом, актинолитом, иногда тремолитом. В некоторых расслоенных интрузиях, в верхних частях их, отмечается микропегматит. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом; вторичные, кроме вышеперечисленных, – эпидотом, лейкоксеном, альбитом, тальком. Структура пород бластофитовая, бластогабброфитовая, в ряде случаев переходящая в гранолепидобластовую.

Комплекс относится к базальт-долеритовой формации и принадлежит к СВК, сформированным в условиях континентально-рифтового режима; пространственно ассоциирует с вулканами трахибазальтовой формации, стратифицированными в составе вильвенской и першинской свит нижнего венда Кваркушко-Каменногорской СФЗ.

Петрохимически долериты и габбродолериты относятся к нормальному ряду. Количество щелочей в них колеблется от 1 до 3,88 %. Породы принадлежат к известковистым, реже щелочно-известковистым разностям натриевой и калиево-натриевой серий. По соотношению щелочей и алюминия отвечают долеритам и оливиновым долеритам толеитовой серии.

В физических полях дайки отмечаются цепочками магнитных аномалий интенсивностью 50–200 нТл и тяготеют к градиентным зонам поля силы тяжести.

Интрузии комплекса имеют активные контакты с вмещающими породами басегской серии (RF<sub>3</sub>) и с образованиями вильвенской свиты раннего венда, вместе с ними метаморфизованы и перекрыты отложениями ордовикско-силурийского возраста. На этом основании возраст комплекса принимается ранневендским.

**Конжаковский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый** выделен в северо-восточной части листа О-40 в пределах Кытлымского плутона, Западно-Княсьпинского и Косьвинского массивов [37]. Комплекс относится к Конжаковской подзоне Хордьюско-Конжаковской СФЗ. На основании данных о возрастных и генетических соотношениях конжаковский комплекс с некоторой долей условности разделен на две фазы: к первой (ранней) отнесены метаморфизованные дуниты и оливиниты ( $\sigma V k \dot{z}_1$ ), а также перидотиты ( $\nu \sigma'$ ); ко второй – троктолиты, оливиновые габбро, тылаиты, пироксен-амфиболовые габбро, редко пироксениты ( $\nu V k \dot{z}_2$ ).

*Кытлымский плутон* – один из крупнейших в Платиноносном поясе Урала. По данным геологических съемок [62], в нем выделяются четыре крупных массива: Тылай-Конжаковский, Серебрянский, Сухогорский, Валенторский; причем породами конжаковского комплекса сложены преимущественно первые три из вышеперечисленных структур. Конжаковским комплексом сложен в основном и Косьвинский массив, отделенный от Кытлымского плутона роговиками (кытлымитами) Катышорского хребта. Концентрическое внутреннее строение этих массивов выявлено прослеживанием изменений элементов залегания полосчатых текстур в габброидах и гипербазитах, а также контуров зон различного петрографического состава. В гравитационном поле Кытлымский плутон и Косьвинский массив выделяются крупной по площади, интенсивной положительной региональной аномалией с центром масс в районе Серебрянского Камня. Рассчитанные по данным гравиразведки разрезы (на глубину до ~ 8 км) указывают на то, что все части Кытлымского плутона и Косьвинского массива связаны между собой, а Западно-Княсьпинский и Восточно-Княсьпинский массивы связаны с северной частью Кытлымского массива.

*Тылай-Конжаковский и Косьвинский массивы* сложены породами дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации. Дуниты обычно слагают изолированные тела, окруженные клинопироксенитами. В восточной части Тылай-Конжаковской структуры и Косьвинского массива дунитовые тела изометричны, тогда как в их западной части они имеют форму протяженных линз, согласных с полосчатостью окружающих клинопироксенитов и тылаитов, «переслаиваясь» с ними в виде так называемых полосчатых дунит-пироксенит-тылаитовых комплексов [62].

Дуниты состоят из полигонально зернистого агрегата зерен оливина, в различной степени серпентинизированного, и небольшого количества зерен акцессорного хромита, местами концентрирующихся в виде сингенетических шлиров. Дуниты и главным образом содержащиеся в них хромитовые шлиры

являются основными концентраторами платиноидов и соответственно служат основными источниками кытлымских платиноносных россыпей.

Метадуниты (оливиниты) отличаются от дунитов повышенной железистостью оливина, появлением примеси ксеноморфных зерен диопсида. С увеличением количества диопсида в направлении контактов дунитовых тел с клинопироксенитами метадуниты постепенно переходят в верлиты.

Клинопироксениты и верлиты – средне-крупнозернистые породы, состоящие из переменных количеств клинопироксена (диопсид с железистостью 15–20%), оливина, ксеноморфного титаномагнетита ( $\text{TiO}_2$  – 2,6–3,6%) в сростаниях с зернами зеленой шпинели (плеонаста).

Тылаиты (термин введен Л. Дюпарком [61]) – полосчатые, как правило, меланократовые породы, состоящие из переменных количеств клинопироксена, оливина, плагиоклаза, титаномагнетита в сростаниях с плеонастом; нередко присутствуют ортопироксен, флогопит. Тылаиты тесно связаны с клинопироксенитами, во многих случаях являясь по существу их плагиоклаз-содержащей разновидностью. Тылаитам свойственен порфирировидный (порфирокластический) характер микроструктуры, обусловленный наличием крупных деформированных порфирокластов клинопироксена, реже плагиоклаза и оливина, сцементированных более мелкозернистыми гранобластовыми агрегатами этих же минералов.

В эндоконтактных зонах *Тылай-Конжаковского и Косьвинского массивов* порфирокластические микроструктуры свойственны и всем другим породам дунит-пироксенит-тылаитовой ассоциации. Возникновение таких микроструктур связывается с процессами катаклаза и синтетектонической перекристаллизации пород указанных зон в ходе протрузивного внедрения Тылай-Конжаковского блока и Косьвинского массива в земную кору в горячем твердопластичном состоянии.

В *Сухогорском массиве* преобладают оливиновые (оливин-клинопироксен-анортитовые) габбро. Менее распространены троктолиты, клинопироксен-амфиболовые габбро, анортозиты. Главные породообразующие минералы габброидов Сухогорского массива – плагиоклаз, клинопироксен (диопсид-авгит), оливин, сидеронитовый титаномагнетит в сростаниях с плеонастом. Нередко присутствует роговая обманка, эпигенетичная по отношению к парагенезису главных минералов (метасоматически замещающая их). В участках наиболее интенсивной амфиболизации наблюдаются переходы оливиновых габбро в клинопироксен-роговообманковые, аналогичные широко развитым в Серебрянской структуре. Среди габброидов Сухогорского массива присутствуют линзообразные тела клинопироксенитов, верлитов и метадунитов, жилы магнетитовых оливинитов (последние в дореволюционные времена служили объектами добычи железных руд). Магнетитовые оливиниты состоят из серпентинизированного оливина ( $\text{Fe}_{23-25}$ ), ксеноморфного титаномагнетита ( $\text{TiO}_2$  – 3–4%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0,5%) в сростаниях с плеонастом.

*Серебрянский массив* сложен такситовыми, полосчатыми клинопироксен-роговообманковыми габбро. Поле их развития характерно обилием габбро-пегматитовых и анортозитовых жил, присутствием тел горнблендитового состава, в наиболее крупных из которых сохраняются ре-

ликтовые клинопироксенитовые «ядра». По данным [62], габбро состоят из незонального плагиоклаза ( $An_{85-95}$ ), роговой обманки с железистостью порядка 40–50 %; умеренножелезистого ( $F = 20-25\%$ ) клинопироксена и низкотитанистого магнетита ( $TiO_2 - 0,5-1,5\%$ ,  $V_2O_5 - 0,16\%$ ). Последний местами концентрируется в виде богатой вкрапленности и жил сплошной руды. Структура плагиоклазовых агрегатов полигональнозернистая (гранобластовая). Клинопироксен почти всегда в той или иной степени замещен роговой обманкой, сохраняясь в виде корродированных реликтов внутри ее зерен. Характерно повсеместное развитие медно-сульфидной (борнит-халькопиритовой) минерализации и сопровождающее его платинометалльное оруденение, по мнению С. А. Кашина [83], близкое к волковскому типу.

По интерпретации ряда авторов [37], конжаковский комплекс представляет собой полигенное сообщество плутонических пород, протрудированных в комплексы основания Тагильской палеозойской островодужной системы в виде горячих твердопластичных блоков. Оливинсодержащие габброиды комплекса рассматриваются как изначально магматогенные образования, метаморфически преобразованные в ходе протрузивного внедрения твердопластичных фрагментов закристаллизованной магматической колонны в верхние горизонты земной коры. Ультрамафитовые тела среди габброидов интерпретируются как заключенные внутри этой колонны отторженцы (мегаксенолиты) мантийных ультрамафитов либо как метаморфизованные магматические кумулаты.

Датирование конжаковского комплекса основано на следующих данных. Для единичных цирконов из дунитов Кытлымского плутона получены U-Pb изотопно-возрастные кластеры в диапазоне 315–2838 млн лет [208]. Присутствие в дунитовых цирконах кластеров с архейскими U-Pb датировками указывает на древность вещества дунитовых (мантийных?) протолитов. По данным В. С. Попова и Б. В. Беляцкого [132], Sm-Nd возраст низкощелочных пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива составляет  $551 \pm 32$  млн лет. Близкий Sm-Nd изохронный возраст ( $550 \pm 25$  млн лет) определен для оливин-анортитовых габбро южного отрога Серебрянского Камня в Кытлымском плутоне [37]. Для оливиновых габбро Восточно-Княсьпинского массива получена Sm-Nd изохрона с возрастом  $542 \pm 25$  млн лет (определения выполнены в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург под руководством Ю. Л. Ронкина). Следует отметить, что ранее для оливин-анортитовых габбро Кумбинского массива (лист Р-40-XXXVI) получена Sm-Nd изохрона с возрастом  $561 \pm 28$  млн лет [109], а для дунит-клинопироксенит-габбровой серии массива Денежкин Камень изохроны  $552, 543, 522 \pm 23$  млн лет [36]. Из этих данных следует, что петрогенетические процессы, фиксируемые Sm-Nd датировками пород конжаковского комплекса, произошли в венде (и, возможно, в раннем кембрии).

**Устейский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый** образован двумя фазами, из которых на территории представлена только первая – ультрамафиты нерасчлененные – серпентиниты аподунитовые и аповерлитовые ( $\Sigma VU_1$ ), вторая фаза (габбро и клинопироксениты) распределены восточнее площади. Комплекс выделен В. В. Шалагиновым [55] на р. Устья в Восточно-Тагильской СФЗ и был условно датирован поздним ордовиком.

В связи с получением новых изотопно-геохронологических данных о допалеозойском возрасте габброидов [56], устейский комплекс отнесен к Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы (Восточный Урал). Метаморфизованные габбро и перидотиты устейского комплекса широко распространены в восточном борту Тагильской синформы, где слагают тектонические блоки в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома, часто пространственно совмещены с образованиями серовского дунит-гарцбургитового комплекса. Контакты с вмещающими породами тектонические.

Породами этого комплекса сложен *Верхнетагильский массив*, входящий на территорию листа О-40-XXIV своей западной частью. Массив представляет собой тектонический блок, сложенный преимущественно гипербазитами ряда дунит-верлит-пироксенит и в значительно меньшем объеме – габбро. На площади распространения дунитов встречаются вкрапленные полосчатые хромитовые руды, служившие объектами разведки и разработки до 1940-х годов. Все породы комплекса подверглись зеленокаменному метаморфизму. При этом дуниты превращены в хризотил-антигоритовые серпентиниты. Исходный оливин верлитов и пироксенитов также нацело серпентинизирован, тогда как клинопироксен (диопсид с железистостью 12–15 %) нередко сохраняется в реликтах. В верлитах обычно сохраняются пойкилитовые структуры. Габброиды, как правило, имеют амфибол-сосюритовый состав. Судя по относительно высокой кальциевости, магнезиальности, пониженным содержаниям кремнезема, титана, щелочей и по псевдоморфным структурам, можно полагать, что их первичный состав соответствовал низкожелезистым оливин-диопсид-анортитовым габбро. В контактовых зонах серпентинитов и габбро отмечаются явления биметасоматической родингитизации.

Устейский комплекс по особенностям состава пород сопоставим с так называемым «расслоенным» комплексом офиолитовой ассоциации [85], залегающим над комплексом мантийных перидотитов и перекрытым «изотропными» пироксеновыми габбро с дайками долеритов. В ходе выполнения работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 [56] были получены Sm-Nd изохроны по двум пробам пироксен-амфиболовых габбро устейского комплекса:  $540 \pm 26$  млн лет (СКВО = 1,9;  $Nd_i = 0,512347 \pm 0,000031$ ;  $n = 4$ ) и  $566 \pm 27$  млн лет (СКВО = 1,8;  $Nd_i = 0,512284 \pm 0,000037$ ;  $n = 4$ ). Полученные датировки имеют неплохую сходимость и соответствуют венду (и, частично, – раннему кембрию).

**Салатимский комплекс дунит-гарцбургитовый ( $\Sigma O_2sl$ )** на изученной территории представлен одним небольшим крутопадающим линзообразным серпентинитовым телом в районе северной рамки листа О-40-VI и серией мелких тектонических линз в зоне Главного Уральского разлома в юго-восточной части листа О-40. В составе ультрабазитовых тел преобладают темно-зеленые лизардит-хризотилловые аподунитовые серпентиниты, порфиroidные апогарцбургитовые серпентиниты с псевдоморфозами бастита по ортопироксену, и серпентиниты, утратившие черты первичного состава и строения. Типоморфными для салатимского комплекса являются гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты. Они вскрыты

расчисткой на водораздельном гребне севернее горы Барсучья (лист О-40-XXX). Породы имеют порфиroidную структуру и линзовидно полосчатую текстуру. Простираие полосчатости – 340°, падение вертикальное. Содержание серпентинизированного ортопироксена – 25–40%. Агрегаты ориентированы и собраны в параллельные цепочки и полосы, разделенные участками апооливинового серпентинита мощностью до 1 см. Поздний тонкокristаллический черный серпентин развит по тонким трещинам, параллельным первичной расслоенности пород либо в виде штокверковых прожилков. Более поздний яблочно-зеленый серпентин образован вдоль редких трещин, наследующих расслоенность пород и поперечных к ним. Серпентин в свою очередь местами замещен тремолитом. В западной части выходов апогарцбургитовые серпентиниты по разлому граничат с серпентинизированными верлитами. В зоне разлома мощностью 2,5 м серпентиниты будинированы, в межбудинном пространстве рассланцованы. Перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты с тальковыми прожилками и тальк-карбонатные метасоматиты развиты в висячем боку Суховязского надвига среди кристаллических сланцев куртинской свиты Уфалейского антиклинория на юге района.

Химический состав метаморфизованных пород салатимского комплекса свидетельствует об их существенных метасоматических преобразованиях [310]. Породы имеют надкларковые содержания V, B, Sc, иногда Cr. Серпентиниты Первоуральского района отличаются более высоким содержанием Zn и повышенным Cu. Дунит-гарцбургитовая ассоциация Урала, частью которой является салатимский комплекс, рассматривается большинством исследователей в качестве отторженцев верхней мантии. Возраст ее условно принят среднеордовикским [188], поскольку этим временным интервалом принято датировать раскрытие Уральских структур палеоокеанического типа. Принятый возраст салатимского комплекса (средний ордовик) по существу отражает время появления в земной коре тектонических фрагментов деплетированного верхнемантийного вещества, с каковым сопоставляются породы дунит-гарцбургитовой ассоциации [85] – протолиты ультрамафитов салатимского комплекса. Новые данные изотопно-геохронологического изучения пород и хромитовых руд этой ассоциации в Войкаро-Сыньинском массиве Полярноуральского сектора зоны Главного Уральского разлома (ГУР) [146] свидетельствуют о проявлении вендской тектоно-магматической активности в более ранний период истории их формирования. Возраст процессов аллохимической серпентинизации ультрамафитов и родингитизации сопутствующих пород, по-видимому, синхронен с другими, значительно более поздними (вплоть до перми) событиями в тектоно-метаморфической истории формирования зоны ГУР.

**Серовский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\Sigma O_2sr$ ) распространен в Восточно-Тагильской СФЗ. В него включен в частности *Верх-Нейвинский массив*, который совместно с породами устейского комплекса слагает серию крутопадающих лентовидных и линзовидных тел на его южном выклинивании. Простираие массива меридиональное, форма выходов подобна клину, расщепленному в южной части; протяженность его – 25 км, ширина на севере – 8–12 км, на южном выклинивании – 0,5–0,8 км. Площадь массива – око-

ло 200 км<sup>2</sup>. Массив имеет ассиметричное строение. Его центральная и северо-западная части сложены ультраосновными породами (серпентинизированными дунитами и гарцбургитами). С востока, севера и юга они оконтурены верлитами, пироксенитами и габбро устейского комплекса. Наиболее четко зональность выражена в восточной части массива (за рамкой изучаемой площади). На площади листа О-40-XXX расположена его западная половина. На современном эрозионном срезе массива серпентинизированные дуниты, аподунитовые серпентиниты и антигоритовые серпентиниты составляют 65–70 %, серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты – около 5–7 %. Западным контактом массива служит Туринский взброс с восточным падением сместителя. Он выражен зоной серпентинитового меланжа или серпентинитовыми сланцами шириной 0,2–0,5 км. На широте горы Карабай падение контакта восточное (75–85°). Южнее падение серпентинитовых сланцев в зоне меланжа более пологое (45–50°) восточное. Падение восточного контакта массива изменяется от крутого восточного до вертикального и западного (65–80°). Здесь породы массива разбиты системой разломов западного падения (60–65°), трещиноваты, гидротермально изменены и содержат вкрапленность сульфидов никеля.

Наиболее распространенными породами серовского комплекса являются серпентинизированные дуниты и аподунитовые серпентиниты, и неоднократно перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, утратившие черты строения исходных пород. Выделяются первичные и перекристаллизованные дуниты. Первичный оливин дунитов и гарцбургитов имеет состав Fo – 92–94, вторичный более магнезиальный – Fo – 95–97,4. Характерна вкрапленность хромита размером до 1 мм и магнетита. Высокомагнезиальный оливин типичен для участков с хромитовой минерализацией. Описан поздний оливин, замещающий серпентин. Все дуниты в той или иной степени серпентинизированы до полного замещения. Аподунитовые серпентиниты хризотилловые с небольшим количеством сноповидного антигорита. Антигоритовые серпентиниты черные, темно-зеленые, светло-зеленые массивные брекчиевидные, местами сланцеватые. В небольшом количестве присутствуют брейнерит, тальк, наблюдаются поздние хлоритовые прожилки. Обычен хромит и обильный магнетит. С дунитами и серпентинитами связаны мелкие месторождения и рудопроявления хромита.

По данным Е. А. Успенской [310], аподунитовые серпентиниты обладают крайне низкими, ниже хондритового, содержаниями РЗЭ, отмечается значительный дефицит легких редких земель. Содержания В в серпентинитах на порядок выше кларкового. Типична значительная дисперсия содержаний Cr и Ni, что коррелируется с соответствующей минерализацией. В породах массива, во вмещающих его породах и главным образом в антигоритовых серпентинитах широко проявлена вкрапленность пирротина, пентландита, миллерита, реже халькопирита и пирита. В районе горы Карабай серпентиниты, вскрытые скв. 393 до глубины 297 м, содержат повышенные концентрации сульфидного никеля. При пометровом опробовании содержание его составляет 0,08–0,19 мас. %, при штучном – в участках с повышенной концентрацией сульфидов – до 0,24–0,30 мас. %. Сульфидная минерализация сгущается в зонах дробления и смятия [221]. В конце XIX–начале XX веков в Верх-



Нейвинском массиве разрабатывались месторождения силикатного никеля, приуроченные к трещинно-линейным корам выветривания. В долинах рек Чёрный и Восточный Шишим, Карабай и др. производилась добыча металлов платиновой группы.

Возраст серовского комплекса принимается среднеордовикским в соответствии с Легендой Уральской серии. Между тем, пространственно ассоциирующий с серовскими дунит-гарцбургитами и образующий с ним офиолитовую ассоциацию, устейский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс датируется вендом; возможно, и серовские мантийные ультрамафиты имеют доордовикский возраст.

**Козлиногорский комплекс граносиенит-щелочногранитовый гипабиссальный** ( $\gamma\xi O_{2-3}kg$ ) распространен в пределах Уфалейского антиклинория; на территории листа О-40 он представлен дайками и штоками граносиенитов граносиенит-порфиров ( $\gamma\xi O_{2-3}kg$ ). Ранее на территории листа О-40-XXX этот комплекс описывался как *хомутовский* [55, 310]. Тела граносиенитов и менее распространенных сиенитов, щелочных и умереннощелочных гранитов и гранит-порфиров (не показанных на геологической карте ввиду малого размера тел) образуют два субмеридиональных пояса – западный и восточный, представляющих собой соответственно Гладкинский и Хомутовский ареалы развития гранитоидного магматизма повышенной щелочности. Основная часть этих ареалов находится на планшете О-40-XXX. Протяженность отдельных тел достигает нескольких км, а мощность – до 200 м. Внутри *Хомутовского ареала* выделяются дайкообразные тела андезинбиотитовых и андезиновых сиенитов, тела граносиенит-порфиров, граносиенитов и щелочных гранит-порфиров. Наиболее крупным телом является *Хомутовский массив* граносиенитов, вытянутый в северо-восточном направлении и имеющий сложные очертания. Общая площадь массива составляет около 6 км<sup>2</sup>.

*Гладкинский ареал* представлен в основном дайкообразными телами щелочных и умереннощелочных гранит-порфиров, граносиенитов. Сиениты, щелочные граносиенит-порфиры и гранит-порфиры, субщелочные гранит-порфиры сходны по составу. Граносиениты и сиениты Хомутовского массива имеют обычно афировую текстуру, мелкозернистую, реже среднезернистую структуру. Они состоят из альбита (50–60%), кварца (10–15%) и калишпата (5–30%). Кроме того, в них наблюдается магнетит (до 10%) и иногда биотит. Повсеместно присутствуют метасоматические минералы – серицит и кальцит. В некоторых разновидностях отмечаются иголки эгирина и риббекита. Граносиенит-порфиры наблюдаются в виде отдельных тел и участков в афировых граносиенитах. Сиениты, граносиениты и граносиенит-порфиры Хомутовского участка характеризуются такими же колебаниями в содержании кремнезема (62–70%), как и трахидациты–трахириодациты Черемшанского ареала (малыгинская свита). Общее количество щелочей в них меняется от 7,5 до 10,5%. Содержание Na<sub>2</sub>O и K<sub>2</sub>O примерно равно с преобладанием того или иного компонента в отдельной пробе. Содержание глинозема колеблется от 13 до 16%, а окислов железа – от 6 до 9%. Количество окислов магния и кальция невысокое, максимальное содержание TiO<sub>2</sub> не достигает 1%.

Впервые вулканические и гипабиссальные породы кислого состава и повышенной щелочности Уфалейского антиклинория к единой вулканоплутонической ассоциации были отнесены И. Л. Лучининым [106]. Позднее С. Г. Червяковский и А. И. Грабежев с коллегами пришли к аналогичному выводу. Породы малыгинско-козлиногорской вулканоплутонической ассоциации занимают строго определенное положение на TAS-диаграмме, что подтверждает их комагматичность [310]. Все породы обладают повышенной щелочностью, максимум которой приходится на трахидациты и сиениты. Все они относятся к калиево-натриевой серии с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  в ранних фазах и примерно равным количеством щелочей или чуть большим  $\text{K}_2\text{O}$  в поздних. Для всех пород ассоциации характерно высокое содержание окислов железа. Трахидациты, сиениты, трахириолиты и щелочные гранитпорфиры характеризуются повышенными содержаниями ниобия, циркония и редкоземельных элементов, превышающими кларковые для кислых пород. Вулканоплутонические ассоциации повышенной щелочности являются типичными для условий континентального рифтогенеза. Сопоставление пород повышенной щелочности Уфалейского антиклинория с соответствующими породами Восточно-Африканской рифтовой системы проводили С. Г. Червяковский и Т. И. Широбокова. Они установили близость химического состава пород Уфалейского антиклинория и Восточного рифта Восточно-Африканской рифтовой системы [310]. Вулканиды малыгинско-козлиногорской ассоциации, так же как пантеллериты и комендиты Восточной рифтовой зоны, существенно не различаются и по элементам-примесям. Они обогащены редкими щелочами (рубидием), редкими землями, радиоактивными элементами, а также ниобием и цирконием.

Со средне-позднеордовикской трахит-трахириолит-граносиенитщелочногранитной формацией тесно ассоциируют проявления ниобий-редкоземельной минерализации в альбититах и кварц-парагонитовых метасоматитах, а также проявления вкрапленных и жильных магнетит-гематитовых руд. Кроме того, в этом районе известны проявления и точки минерализации жильной свинцово-цинковой формации в березитах, пространственно также тяготеющие к породам повышенной щелочности. Полиметаллическое оруденение возникло позже редкометалльного. На ряде участков оно наложено на магматические породы повышенной щелочности.

В отношении возраста ассоциации мнения исследователей противоречивы. Н. П. Гилева [29] считала вулканогенные и интрузивные породы повышенной щелочности докембрийскими, И. Л. Лучинин [106] – раннеордовикскими. В. В. Парфенов и др. [282] все породы условно отнесли к среднему–позднему ордовику на основании наличия трахидацитов, трахириодацитов и их туфов среди вулканогенно-осадочных отложений малыгинской свиты среднего–верхнего ордовика. Г. А. Кейльманом и др. [252] возраст магматических пород повышенной щелочности принимался среднеордовикским, а В. Г. Варгановым и Г. Ф. Селиверстовым [300]–силурийским. И. Д. Соболев [158] считал эти породы раннедевонскими, Е. А. Успенская [310] – ранне-среднекаменноугольными.

Нами возраст козлиногорского комплекса принимается средне-позднеордовикским на основании сходства составов интрузивных пород с вулканиста-

ми малыгинской свиты ( $O_{2-3}$ ), и данных изотопно-геохронологических исследований. На территории смежного листа N-41-I абсолютный возраст по циркону (Pb-Pb метод) из гранитов составил  $449 \pm 2,6$  млн лет и  $480 \pm 4$  млн лет [57].

**Мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta'O_{2-3}m$ ) выделен в окрестностях г. Мариинск (лист O-40-XXX) и широко распространен в западной части Западно-Тагильской СФЗ. В состав комплекса входят метаморфизованные долериты и метаморфизованные (чаще всего амфибол-соссюритовые) габбро ( $v\beta'O_{2-3}m$ ), слагающие скрины в комплексе параллельных долеритовых даек и отдельные тектонические блоки. Прерывистая полоса метадолеритов протягивается с севера на юг через всю территорию листа O-40, являясь фрагментом общеуральской палеоспредиговой системы [149]. Мариинский комплекс наиболее детально изучен на горе Арбатский Камень (лист O-40-XVIII) и в западном обрамлении Ревдинского массива (листы O-40-XXX и O-40-XXXVI). В районе горы Арбатский Камень долериты менее метаморфизованы, что позволяет проследить контакты отдельных тел и их соотношения.

Метадолериты слагают субвертикальные (простираение  $105-130^\circ$ ) дайки мощностью  $0,1-3$  м. Метадолериты – плотные сланцеватые, иногда массивные породы. Минеральный состав – альбит, хлорит, эпидот, актинолит, лейкоксен, магнетит, стильпномелан. В единичных случаях присутствуют реликты пироксена и первичного плагиоклаза. Структуры афировые и бластопорфиоровые, бластоофитовые, гранонематобластовые, в зонах обогащения хлоритом или стильпномеланом – нематогранолепидобластовые. Характерным является присутствие в краевых частях тел маломощных ( $1-3$  см) зон закалки, сложенных тонкозернистым материалом, с постепенным увеличением размерности зерен от контакта (до  $2-3$  мм). По зонам закалки хорошо конструируются формы и залегание тел долеритов.

Метадолериты южной части листа O-40 – умеренно- и высокотитанистые породы основного состава, на большинстве петрохимических диаграмм соответствующие породам океанических спрединговых структур и активных задуговых бассейнов [310].

**Метагаббро.** Наиболее крупные тела габброидов картируются в составе Арбатского габбро-плагиогранитового массива (лист O-40-XVIII) и в южной части крупного Тагило-Баранчинского плутона (лист O-40-XXIV). Габбро темно-серые массивные или гнейсоватые средне-крупнозернистые породы (размер зерен  $1-4$  мм) с габбровой или габбро-офитовой структурой, часто переработанной в гранобластовую или нематогранобластовую. Состав: полностью соссюритизированный плагиоклаз ( $40-60\%$ ), голубовато-зеленый амфибол ряда актинолит–роговая обманка, иногда с реликтами моноклинного пироксена ( $40-60\%$ ), лейкоксенизированный титаномagnetит, иногда стильпномелан, кварц, сфен и апатит.

Габбродолериты имеют такой же минеральный и химический состав, отличаясь меньшим размером зерен, иногда наличием вкрапленников плагиоклаза и пироксена, замещенных вторичными минералами.

Встречаются также метаморфизованные пироксениты, они слагают несколько небольших тел к северу и западу от пос. Баранча и на горе

Арбатский Камень. Это крупнозернистые (4–10 мм) породы, состоящие в основном из амфибола (сине-зеленая роговая обманка) с примесью магнетита (3–5 %). Амфибол образует короткопризматические кристаллы – псевдоморфозы по пироксену. Породы, как правило, рассланцованы, часто превращены в бластомилониты. Выходы их можно наблюдать в серии обнажений по железной дороге к западу от ст. Азиатская и на горе Арбатский Камень. По составу габброиды сопоставимы с типичными породами офиолитовых серий [85]; для них характерны низкие содержания титана (обычно менее 1,2 %), стронция (менее 300 г/т), рубидия (менее 5 г/т), калия (менее 0,5 %), часто повышенные концентрации кальция.

Возраст мариинского комплекса условно (в соответствии с Легендой Уральской серии) принимается средне-позднеордовикским. Между тем, вполне возможно, мариинский метагаббро-метадолеритовый комплекс является гетерогенным, и в его составе объединяются разновозрастные магматические образования. Не исключено, что габброиды имеют более древний (доордовикский) возраст, как это оказалось в восточной части Тагильской синформы, где при изотопно-геохронологическом исследовании габброидов устейского комплекса (офиолитового типа), ранее считавшихся ордовикскими, были получены вендские изохронные Sm-Nd датировки [56]. Определенные предпосылки для «удревнения» возраста габбро из скринов комплекса долеритовых даек Западно-Тагильской СФЗ имеются на Северном Урале, где при проведении ГДП-200 листа Р-40-XXX получена Sm-Nd изохрона  $581 \pm 44$  млн лет. Вопрос о возрасте мариинского комплекса нуждается в дальнейшем изучении.

*Ломовский комплекс гранитовый гипабиссальный* ( $\gamma O_3l$ ) выделен Б. К. Ушковым [314, 209] при ГДП-50 района верховьев рек Тура и Серебрянка (лист О-40-ХVIII).

Комплекс представлен малыми интрузиями и дайками гранитов, гранит-порфиоров и плагиогранит-порфиоров, прорывающих вулканогенно-осадочные отложения колпаковской свиты и имеющих сложные очертания с многочисленными апофизами. Ориентировка тел субмеридиональная, мощность – от нескольких см до 250 м, протяженность – до 4,5 км, падение восточное (40–80°). Контакты с вмещающими породами интрузивные, метасоматически переработанные: наблюдается окварцевание, березитизация, карбонатизация, лимонитизация, эпидотизация, развитие магнетита.

Граниты массивные, иногда рассланцованные, зеленовато-серого цвета, измененные зеленосланцевым метаморфизмом. Структуры – бластогипидиоморфнозернистая, лепидогранобластовая, бластокатакластическая, бластопорфировая. Текстуры – сланцеватая, полосчатая, плейчатая. Состав пород (%): кварц – 15–60; альбит, замещенный серицитом – 10–30, иногда – до 60; микроклин, обычно альбитизированный; мусковит – 5–10; биотит – до 3, хлорит, эпидот, карбонат, акцессорные – циркон, апатит, гранат, сфен, ортит; рудные – пирит, магнетит (до 3), лимонит, лейкоксен.

Гранит-порфиры имеют сходные структуры и состав, во вкрапленниках кварц размером до 3 мм.

Плагиогранит-порфиры и плагиограниты – средне- и крупнопорфировые породы, состоящие (%) из альбита (40–60), кварца (20–50),

калиевого полевого шпата (0–10), биотита (0–8), сфена, лейкоксена (до 2), хлорита; аксессуарные – апатит, циркон, ортит; рудные – магнетит (до 6), пирит, гематит, лимонит.

Граниты и плагиограниты – низкокальциевые, преимущественно низкокальциевые породы. Большая часть пород ломовского комплекса соответствует по своему составу риолитам (гранитам), меньшая – дацитам (гранодиоритам), редко – диоритам. По соотношению Na и K породы принадлежат к калиево-натриевой и натриевой сериям; содержания Rb составляют 5–36 г/т, Sr – 50–393 г/т. Содержания REE, Zr, Y, Cr и Ni в них равны соответственно 111, 21–25, 5–17, 10–62 и 41–50 г/т. Возраст гранитов определялся по цирконам методом Кобера в Лаборатории изотопной геологии Национального музея Истории природы (Швеция, г. Стокгольм), он составляет  $581 \pm 3$  млн лет [209]. Данные образования при проведении ГДП-200 листа О-40-ХVIII были выделены в составе вендского *европейского* комплекса (название дано по ст. Европейской Горнозаводской железной дороги). При интерпретации обстановок формирования гранитоидов комплекса необходимо учитывать, что отобранные из гранитов цирконы обладают заметной неоднородностью [209]: в зернах, внешние части которых имеют вендский возраст, присутствуют ядра с возрастом  $2846 \pm 18$  и  $2860 \pm 33$  млн лет. Это позволяет предполагать наличие архейских комплексов в области выплавления и/или транспортировки расплавов.

**Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый** распространен в составе Западно-Тагильской СФЗ. Комплекс выделен на горе Качканар на Среднем Урале [139, 188]. В составе комплекса выделяются две фазы: первая, представленная дунитами ( $\sigma O_3k_1$ ) и верлитами ( $\nu \sigma O_3k_1$ ), и вторая, объединяющая габбро амфиболовые и амфибол-пироксеновые, оливиновые троктолиты и тылаиты ( $\nu O_3k_2$ ), а также клинопироксениты и горнблендиты ( $\nu O_3k_2$ ).

Породы качканарского комплекса слагают отдельные массивы (Вересовоборский, Светлоборский, Качканарский, Нижнетагильский, Первоуральский) или входят в состав сложных полиформационных плутонов (Павдинский, Тагило-Баранчинский, Волковский, Ревдинский плутоны).

Петротипический *Качканарский массив* слагает одноименную горную гряду в южной части листа О-40-ХII. Вопросы геологического строения и рудоносности массива подробно рассмотрены в многочисленных работах [20, 22, 139, 144, 175]. В плане массив имеет форму, близкую к овалу диаметром около 11 км. В гравитационном поле массиву отвечает положительная аномалия изометричной формы с амплитудой 50 мГал. Магнитное поле контрастно-дифференцированное с половидным размещением многочисленных высокоинтенсивных (более 2000 нТл) положительных аномалий, подчеркивающих в общих чертах концентрически-зональное строение массива. Обобщенный контур магнитных аномалий в целом совпадает с его внешними границами. Эпицентр гравитационной аномалии смещен к востоку от центра массива, что указывает на крутое восточное погружение последнего. По геофизическим расчетам, форма массива близка к опрокинутому усеченному конусу с наклоном оси на восток под углом 70–80°. Вертикальная мощность тела – 12 км. Концентрическое строение массива подчеркивается также полу-

кольцевой формой рельефа, ясно выраженной на МАКС, и хорошо подтверждается полосчатостью и линейной ориентировкой породообразующих минералов [138, 139]. Массив сложен оливиновыми, амфиболовыми и пироксен-амфиболовыми габбро, клинопироксенитами и оливиновыми пироксенитами. Преобладают оливиновые габбро с полосчатой текстурой, обусловленной количественными соотношениями породообразующих минералов, в меньшей степени – изменением зернистости пород. Массив окружен прерывистым ореолом неравномернозернистых полосчатых мигматитоподобных пород основного состава (кытлымитов). Габброиды вмещают два крупных тела клинопироксенитов серповидной формы, залегающих согласно с общей полосчатостью. Расчетная вертикальная мощность клинопироксенитов – 1,5–2 км.

Западное тело клинопироксенитов (гора Качканар) имеет сложное строение; северо-восточная и центральная его части сложены магнетитовыми диаллаговыми разностями, иногда со шпинелью и плагиоклазом [181].

Оливиновые и оливинсодержащие пироксениты развиты в виде узкой полосы в юго-восточной части, а в приконтактной зоне с габбро слагают мелкие маломощные жилы и шпирсы. В западной и южной частях массива пироксенитов установлены линзовидные тела (50×500 м), а также прожилки оливинитов и верлитов [76, 181]. Здесь же присутствуют пироксенит-пегматитовые жилы мощностью до 0,5 м.

Восточное тело (Гусевогорское) сложено магнетитовыми диаллаговыми клинопироксенитами, участками совместно с оливиновыми и оливинсодержащими пироксенитами, оливинитами и верлитами. Здесь широко проявлены катаклаз, амфиболизация и плагиоклазовая фельдшпатизация, вплоть до образования плагиоклазитов [138]. К указанным телам клинопироксенитов приурочены промышленные залежи малотитанистых ванадийсодержащих титаномагнетитовых руд [144].

Дуниты качканарского комплекса – перекристаллизованные разномасштабные породы, состоящие из оливина с примесью акцессорного хромшпинелида от 0,93 до 1,23 % [41]. Участками в дунитах наблюдаются шпирсы массивных (рудных) хромшпинелидов, в которых установлена вкрапленность платины. Структура пород – от тонко- до крупнозернистой. Железистость оливина составляет 7–12 % (среднее 9,5 %), при этом отмечается незначительное ее понижение с увеличением зернистости пород [76]. Акцессорный хромшпинелид по сравнению с рудным имеет большую железистость (69–72 %), пониженное содержание оксида хрома и глинозема.

Оливиниты – мелко-, среднезернистые массивные породы, сложенные оливином и титаномагнетитом, иногда с примесью зерен клинопироксена диоксид-геденбергитового ряда. С титаномагнетитом обычно ассоциирует зеленая шпинель, реже – апатит. Структура панидиоморфнозернистая, реже сидеронитовая. Содержание  $TiO_2$  в титаномагнетите – до 3,5 %,  $NiO$  – 0,03 %,  $V_2O_5$  – 0,52 %,  $Cr_2O_3$  – 0,19 %. Шпинель относится к плеонасту, примесь герцинита – 30–35 %.

Эпигенетические изменения и тех и других отражают как высокотемпературные, так и низкотемпературные процессы: метаморфическую перекристаллизацию, серпентинизацию, вторичное обогащение хромшпинелидами,

развитие флогопита. Дуниты перекристаллизованы с образованием мелко-, средне- и крупнозернистых разностей [74] с увеличением размерности от периферии к центру дунитовых тел. В этом же направлении увеличивается размер зерен акцессорного хромшпинелида и уменьшается железистость оливина от 13 до 7 % [182]. Расчеты температур перекристаллизации дунитов Светлоборского массива по оливин-шпинелевым термометрам Дж. Фарби и O'NWBBG показывают значения 665–725° и 660–700° соответственно, а для Вересовоборского массива – 700–800° и 725–800° [41]. Близкие значения температур были получены для Нижнетагильского массива по хромшпинелидовому геотермометру П. Редера [74]. Местами отмечается обогащение средне- крупнозернистых дунитов вторичным хромшпинелидом в виде вкрапленной и прожилковой минерализации. К таким участкам приурочена также вкрапленность флогопита с железистостью 45–60 %. Серпентинизация дунитов проявилась повсеместно. Серпентин (преимущественно лизардит, реже антигорит) замещает от 10 до 100 % объема зерен оливина. В Светлоборском массиве встречается бесцветный хлорит, изредка вермикулит. Перечисленные процессы вторичных изменений дунитов происходили при температурах от 800 до 200–400° в ретроградной последовательности условий от гранулитовой фации до эпидот-амфиболитовой.

Пироксениты – мелко-, среднезернистые и крупнозернистые породы, иногда неравномернозернистые, с массивной текстурой. По количественным соотношениям клинопироксена и оливина выделяются две разновидности пород: клинопироксениты с содержанием оливина менее 5 % и оливиновые пироксениты – верлиты с содержанием оливина от 5 до 70 %. Те и другие содержат примесь основного плагиоклаза и титаномагнетита; последний – нередко в ассоциации с зеленой шпинелью и скоплениями зерен апатита. Железистость оливина – 20 %. Состав клинопироксена изменяется от умеренно-кальциевого (кальциевость – 40 %, железистость – 15–17 %) до относительно высококальциевого (кальциевость – около 50 %, железистость – 10–11 %). По клинопироксену развивается роговая обманка эденитового ряда с железистостью 28–30 %. Под микроскопом структуры гранобластовые, гетерогранобластовые, нередко бластокатакlastические, порфирокластические, иногда микропризматическзернистые. Перекристаллизованные клинопироксениты и оливиниты нередко вмещают титаномагнетитовое оруденение, связанное с рудным метасоматозом. При увеличении содержания титаномагнетита в породе от 5 до 15 % наблюдается возрастание железистости клинопироксена от 15 до 25 %, но не более, независимо от увеличения количества магнетита. Железистость оливина с интенсивностью рудной минерализации не коррелируется [181].

Амфиболитизация клинопироксенитов широко проявлена в Качканарском массиве, содержание роговой обманки составляет 10–25 %. Вдоль контактов клинопироксенитов и габбро развиты горнблендиты, последние отмечаются также в виде узкой каймы на границе ксенолитов клинопироксенитов в плагиоклазитовых жилах. С процессом амфиболитизации клинопироксенитов пространственно и генетически связано образование плагиоклазитовых жил. Особенности автометаморфических изменений клинопироксенитов свидетельствуют о регрессивном характере метаморфизма в условиях от гранули-

товой фации до эпидот-амфиболитовой. В результате метаморфических и метасоматических процессов появились значительные объемы новообразованных пород: оливинитов, плагиоклазитов, горнблендитов [41].

В группу оливиновых габбро включены разнообразные породы, сложенные устойчивой ассоциацией минералов: оливин + клинопироксен + битовнит + магнетит. Иногда присутствует ортопироксен. В зависимости от количественных соотношений породобразующих минералов наблюдается ряд: троктолиты–габбро оливин-пироксеновые–габбро пироксеновые оливин-содержащие. Габброиды имеют гранобластовую структуру. Для широко развитых по этим породам бластокатаклазитов характерна гетерогранобластовая структура. Текстура пород массивная, гнейсовидная, полосчатая. Последняя обусловлена чередованием лейкократовых и меланократовых разностей с содержанием темноцветных минералов соответственно 5–10 и 80–95 %. Плагиоклаз исключительно выдержан по составу и степени равновесности. По результатам микронзондовых определений и сокращенного химического анализа, содержание анортитового минала в плагиоклазе оценивается от 75 до 85 %, содержание стронция в плагиоклазах – 1000 г/т при среднем содержании его в породе около 450 г/т. Кальциевость клинопироксена – 46–49 %, железистость – 12–15 %. Оливин представлен разностью, содержащей 20–25 % фаялита; ортопироксен – бронзит, железистость его – 12–15 %.

Габбро амфиболовые (амфибол-битовнитовые), пироксен-амфиболовые – средне-грубозернистые породы, состоящие из плагиоклаза и эденита с клинопироксеном (до 20 %) и магнетитом. Текстуры – массивная, пятнисто-такситовая, реже полосчатая. Под микроскопом структура гранобластовая. Плагиоклаз незональный. Содержание стронция в плагиоклазе составляет около 1400 г/т при среднем содержании его в породе 600 г/т. Клинопироксен – салит с кальциевостью 45–48 % и железистостью 12–13 %. Роговая обманка густо-зеленая эденит-паргаситового ряда, железистость ее – 30–35 %.

Изложенный фактический материал свидетельствует о сложной и длительной эволюции пород качканарского комплекса с изменением их в условиях от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации метаморфизма, что подтверждается последовательностью минеральных парагенезисов и изменением химического состава породобразующих минералов.

Габброиды и гипербазиты качканарского комплекса не имеют аналогов среди вулканических образований [64, 179] и относятся к глубинным породам, претерпевшим глубокие высокотемпературные изменения (перекристаллизация, водный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации).

В экзоконтактах концентрически-зональных массивов встречаются мигматиты основного состава – кытлымиты, образующие вокруг массивов прерывистые ореолы различной ширины (до первых сотен метров) [64, 239]. Кытлымиты представляют собой тонкополосчатые тонкоплойчатые породы, сложенные сосюритом и актинолитом с примесью зерен эпидота, хлорита, карбонатов. В них присутствуют реликтовые участки исходного субстрата с микроделеритовой структурой. В кытлымитах также нередки небольшие тела мелкозернистого габбро, милонитизированного с постепенными взаимопереходами, тектонические отторженцы клинопироксенитов, полосы тонкозерни-



стых амфиболитов. Иногда кытлымиты слагают отдельные участки внутри клинопироксенитовых массивов. Кытлымитовые «рубашки» вокруг массивов часто тектонически сорваны, а породы вдоль контактов перемяты и раздроблены.

С породами качканарского комплекса связаны месторождения титаномагнетитовых (Гусевогорское, Первоуральское и др.), медно-титаномагнетитовых (Волковское) руд, проявления металлов платиновой группы (Гос. шахта, Баронское, Светлоборское, Клюевское и др.). Породы 1-й фазы качканарского комплекса послужили источником для многочисленных россыпей платины и демантоидов.

Возраст пород качканарского комплекса определяется условно как позднеордовикский по положению их в геологическом разрезе и в соответствии с «Легендой Среднеуральской серии...» [55] и «Легендой Уральской серии...» [99]. Абсолютный возраст флогопитов и амфиболов из пород *Светлоборского массива*, по многочисленным определениям, отвечает интервалу 415–432 млн лет [76], он отражает время образования этих минералов в связи с метаморфизмом амфиболитовой ступени. В свою очередь этот этап совпадает по времени с формированием силурийской островной дуги и, очевидно, обусловлен мощным тепловым потоком в пределах фронтальной дуги. Изотопно-геохронологические исследования цирконов из дунитов *Косьвинского Камня* (лист О-40-VI) показали наличие кластеров возрастов 1800; 420–435 и 370–352 млн лет [208].

Раннепротерозойские датировки интерпретируются как признак контаминации древней континентальной коры, силурийские – как отвечающие возрасту магмы, а позднедевонско-раннекаменноугольные соответствуют эпохе тектоно-метаморфической переработки. По данным Е. А. Аникиной с соавторами [2], в клинопироксенитах *Нижнетагильского массива* преобладают цирконы с возрастом  $439,5 \pm 5$  млн лет; оливин-анортитовые габбро *Волковского массива* содержат полихронное сообщество зерен циркона: группа I –  $2706 \pm 24$ – $984 \pm 3$  млн лет; II –  $655 \pm 15$ – $565 \pm 9$  млн лет; III –  $450 \pm 12$  млн лет и IV –  $343 \pm 8$  млн лет. Для лабрадорových габбро тагило-кытлымского комплекса, секущих оливин-анортитовые габбро, Sm-Nd возраст определен  $436 \pm 21$  млн лет, а U-Pb (SHRIMP) возраст по циркону –  $428 \pm 7$  млн лет. Кроме того, в этих габбро присутствует циркон с возрастом  $341 \pm 8$  млн лет, свойства которого близки к циркону группы IV в оливин-анортитовых габбро. Цирконы архейско-мезопротерозойского возраста ( $2682 \pm 37$ – $972 \pm 18$  млн лет) представлены обломками кристаллов, часто имеющими округлую форму, и, вероятнее всего, являются ксеногенными образованиями. Для кристаллов позднерифейско-вендского ( $655 \pm 15$ – $565 \pm 9$  млн лет) и позднеордовикского ( $450 \pm 12$  млн лет) возраста характерны отчетливые кристаллографические формы зерен с четко проявленной зональностью; их морфология и геохимические особенности характерны для магматических цирконов. Авторы делают вывод, что позднерифейско-вендские цирконы захвачены деплетированным позднеордовикским базитовым расплавом из вмещающих позднерифейско-вендских магматических пород. Цирконы каменноугольного возраста отражают метаморфические преобразования, связанные с Уральской коллизией. Г. Б. Ферштатер с соавторами [180] отмечают, что цирконы с воз-

растом 430–460 млн лет, отмечаемые в дунит-клинопироксенит-тылаитовых сериях, соответствуют по возрасту габбровым интрузиям и, вероятно, отвечают процессу термального воздействия габброидов на более древний субстрат, а возраст самих ультрамафитовых серий может характеризоваться цирконами с возрастом 580–550 млн лет.

Таким образом, возраст дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала (качканарского комплекса) продолжает оставаться предметом дискуссий. Возможно, часть этих образований имеет допалеозойский, а часть – позднеордовикский возраст. Для решения данного вопроса требуются дополнительные исследования.

**Верхнесеребрянский комплекс трахидолерит-сиенитовый гипабиссальный** ( $\tau\beta$ - $\xi O_3Vs$ ) представлен малыми интрузиями сиенит-порфиров, щелочных сиенит-порфиров, редко – эссексит-долеритов, которые выявлены и закартированы в Улсовско-Висимском районе при ГДП-50 Елизаветинской площади в верхнем течении р. Серебряная [307] при документации добычных карьеров.

К верхнесеребрянскому комплексу относятся мелкие (до 1 км протяженностью) дайки и штоки сиенит-порфиров, щелочных сиенит-порфиров, расположенные преимущественно среди пород вильвенской свиты; лишь одно тело прорывает отложения ордовика. Это – шток сиенит-порфиров в долине р. Кырья, в ее нижнем течении (Коротков, 2003). Дайка сиенит-порфиров на правом берегу р. Серебряная (выше дер. Кедровка, по данным ГДП-50 [36], внедряется на контакте известняков позднего ордовика и среднеордовикских сланцев.

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 породы отчетливо порфиоровые 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 аксессуарных минералов в породе наблюдается: апатит до – 1 %, циркон и сфен в единичных зернах. В шлиховых пробах сиенит-порфиров серебрянской дайки обнаружен рибекит и минералы-спутники алмазов: пироп, хромшпинелид и пикроильменит.

Метаморфизация пород комплекса проявилась в альбитизации, образовании мусковита-серицита, окварцевании, реже – в слабом рассланцевании. Сиенит-порфиры немагнитны и по электрической проводимости не выделяются среди вмещающих пород.

В юго-восточной части Улсовско-Висимского района к верхнесеребрянскому комплексу относится [44] узкая полоса дайкообразных тел, вытянутая в субмеридиональном направлении и приуроченная к тектонической зоне, нарушающей терригенно-карбонатные отложения палеозойского возраста восточной части Кваркушской зоны. Эта полоса протягивается вдоль долины р. Серебряная в ее верхнем течении, далее от дер. Кедровка продолжается на

юг, пересекая увалы левобережья р. Кокуй. Здесь комплекс представлен ассоциацией сиенит-порфиоров, сиенитов и щелочных сиенитов (первая фаза) и субщелочных габбро, габбродолеритов, трахибазальтов и трахидолеритов (вторая фаза), часто перекрытых мощными рыхлыми отложениями.

В районе Тылайско-Промысловского разлома породы комплекса отмечаются линейной зоной узколокальных магнитных аномалий протяженностью 10–15 км, интенсивностью до +300 Нтл. Падение даек, по геофизическим данным, восточное под углом 60–700°. Поскольку интрузивные тела комплекса приурочены к зоне интенсивной тектонической проработки, в гравитационном поле они отмечаются в пределах отрицательных локальных аномалий, в региональном поле – в градиентной зоне. Средние значения плотности кислых разновидностей варьируют в пределах 2,62–2,70 г/см<sup>3</sup>, основных – 2,82–2,92 г/см<sup>3</sup>.

Возраст верхнесеребрянского комплекса принят в соответствии с Уральской серийной легендой листов Госгеолкарты-1000/3 [99].

## ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

**Арбатский комплекс диорит-плагиогранитовый** картируется в районе горы Арбатский Камень (лист О-40-ХVIII). В составе комплекса выделены две фазы: диориты ( $\delta O_3-S_{1}Ar_1$ ) и кварцевые диориты ( $q\delta O_3-S_{1}Ar_1$ ) слагают первую фазу; плагиограниты и (редко) гранодиориты – вторую фазу ( $pyS_{1}Ar_2$ ). Породами комплекса слагается *Арбатский массив*, расположенный на контакте вьейской и шемурской свит и протягивающийся от р. Чёрная до р. Кушва. Размеры его – 38 × 3 км. Западный контакт массива тектонический, восточный – интрузивный, с широко проявленной контаминацией пород шемурской свиты. Массив имеет зональное строение, в западной его части широко распространены диориты и кварцевые диориты, в восточной – плагиограниты.

Диориты – роговообманково-плагиоклазовые, кварцсодержащие такситовые породы с ксенолитами долеритов, прослеживаются вдоль восточной части массива, образуя тела, вытянутые в меридиональном направлении. В их состав входят (%): плагиоклаз (30–40 анортита) – до 85, агрегатные скопления хлорита, сфена, лейкоксена с реликтами роговой обманки – не более 20, кварц – не более 3, лейкоксенизированный титаномагнетит (ед. зн.). Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз часто сосюритизирован.

Кварцевые диориты – неравнозернистые, иногда порфиоровидные породы с гипидиоморфной структурой при отчетливом идиоморфизме плагиоклаза. Состоят (%) из кварца (до 15%), альбитизированного плагиоклаза, хлоритизированной роговой обманки (5–20%), лейкоксена, сфена, магнетита, апатита, ортита.

Гранодиориты и плагиограниты – среднезернистые гипидиоморфнозернистые, нередко порфиоровидные породы, иногда с элементами гранофировой и пойкилобластовой структур. Состав (%) кварц – 25–30%,

альбитизированный плагиоклаз – 60–80 %, амфибол, замещенный актинолитом, хлоритом, кальцитом – 3–15 %, сфен, лейкоксен, апатит, ортит, магнетит. В поле силы тяжести Арбатскому массиву отвечает сложнопостроенная аномальная зона высокой интенсивности с локальными знакопеременными аномалиями. Западный контакт массива отмечается интенсивной гравитационной ступенью. Падение контакта, по гравиметрическим и сейсмическим данным, восточное, под углами 70–80°, в южной части массива – до вертикального и крутого западного [44, 297]. Восточный контакт более сложный. Углы падения меняются от 50–60° на севере до субвертикальных на юге. По данным количественной интерпретации, мощность закартированных на поверхности пород среднего и кислого состава составляет 2–3 км, глубже предполагаются крупные массивы тяжелых масс, распространяющиеся до глубин 6–7 км.

Прямых данных о возрасте арбатского комплекса нет, но особенности химического состава пород, а также низкие содержания калия, стронция, рубидия сближают плагиограниты с риолитами и дацитами шемурской свиты, с которыми арбатские гранитоиды имеют и пространственную связь. На основании этого принимается позднеордовикско-раннесилурийский возраст интрузивных образований.

**Косьвинский комплекс умереннощелочных тылаитов** ( $evS_1ks$ ) был выделен при ГДП-200 листа О-40-VI [37] на горе Косьвинский Камень. В этот комплекс включены так называемые псевдолейцитовые тылаиты ( $ev$ ) Косьвинского Камня [136], отличающиеся от наиболее распространенных в Кытлымском Плутоне низкощелочных тылаитов конжаковского комплекса [132] повышенными содержаниями щелочей в валовом составе пород, необычно кислым составом плагиоклаза ( $An_{32}-An_{35}$ ), присутствием флогопита и «псевдолейцита» (субграфических сростаний ортоклаза и нефелина). Псевдолейцитовые тылаиты встречены на западном склоне горы Косьвинский Камень, где они залегают среди клинопироксенитов и низкощелочных (битовнитовых) тылаитов. В составе комплекса также присутствуют апатитовые клинопироксениты. Псевдолейцитовые тылаиты – преимущественно меланократовые породы, состоящие из агрегатов крупных (до 1 см) зерен клинопироксена, интерстициальные промежутки между которыми заполнены агрегатами более мелких зерен плагиоклаза ( $An_{32}-An_{35}$ ), «псевдолейцита», оливина, сидеронитового титаномагнетита в сростаниях с зеленой шпинелью, флогопита, акцессорного апатита. По петрохимическим параметрам, псевдолейцитовые тылаиты соответствуют калиево-натриевым породам нормальной щелочности. Их наиболее близкими петрохимическими аналогами являются примитивные островодужные анкармиты [136].

Характерные геохимические особенности псевдолейцитовых тылаитов – высокие содержания Sr (до 1000 г/т, а в лейкократовых слоях – до 3000 г/т) и легких РЗЭ (содержания последних, по данным [67], на порядок превышают таковые в низкощелочных тылаитах Тылай-Конжаковского массива).

О возрасте косьвинского комплекса можно судить по валовым составам псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня (в лаборатории Университета Гранады, Испания) была получена Rb-Sr изохрона, определившая их возраст в  $340 \pm 22$  млн лет [136]. А. А. Ефимовым и др. [67] с помощью пре-

цизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II изучена U-Pb изотопия цирконов из псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня. При этом получены две группы данных, по которым вычислены конкордантные значения возраста –  $507,7 \pm 7,9$  млн лет и  $425,1 \pm 9,6$  млн лет. Первая цифра, вероятно, отражает возраст цирконов, захваченных магмой из вмещающих пород; вторая соответствует геологическому возрасту псевдолейцитовых тылаитов. В. С. Поповым и Б. В. Беляцким (2006 г.) для апатитовых клинопироксенитов и псевдолейцитовых тылаитов Косьвинского Камня получена Sm-Nd изохрона с возрастом  $441 \pm 27$  млн лет, подтверждающая их хронологическую обособленность от низкощелочных пород дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации конжаковского комплекса, для которой этими же авторами получена Sm-Nd изохрона с возрастом  $551 \pm 32$  млн лет. На основании этих данных нами принята раннесилурийская датировка косьвинского комплекса.

**Левинский комплекс габбро-тоналит-плагиигранитовый** распространен в пределах Восточно-Тагильской СФЗ и представлен на исследуемой территории небольшими фрагментами *Поздняковского* (лист О-40-ХII) и *Ежовского* (лист О-40-XXIV) массивов. Согласно Легенде Уральской серии, в составе комплекса выделяются три фазы, из которых на территории листа О-40 развиты две – первая, представленная габбро ( $vS_{1-2}l_1$ ) и вторая, в состав которой входят диориты, переходящие к кварцевым диоритам ( $\delta S_{2}l_2$ ) и тоналиты ( $\gamma\delta S_{2}l_2$ ). Породами первой фазы сложена западная часть небольшого Ежовского массива, расположенного к северу от г. Верхний Тагил у восточной рамки площади. Большая часть массива сложена однородными мелко-среднезернистыми зеленокаменноизмененными габбро, рассеченными пакетами долеритовых даек, также зеленокаменноизмененных. Описываемые образования считаются комагматами красноуральской свиты.

Породы второй фазы левинского комплекса входят в состав западной части Поздняковского массива площадью около  $7,5 \text{ км}^2$ . Западный контакт массива не вскрыт; предположительно – тектонический. В пределах листа комплекс представлен кварцевыми диоритами и тоналитами второй фазы, образующими единый непрерывный ряд с постепенными взаимопереходами; присутствует также небольшое количество плагиигранитов третьей фазы ( $\gamma S_{2}l_3$ ), тела которых нередко не выражаются в масштабе карты. Отдельные разновидности пород отличаются только соотношением породообразующих минералов: плагииоклаза (зонального андезина, олигоклаз-андезина или альбит-олигоклаза), обыкновенной роговой обманки и кварца. Количество последнего колеблется от 7–10 % в кварцевых диоритах до 25–30 % в плагиигранитах. Содержание роговой обманки от единичных зерен в плагиигранитах – до 10 %, редко 25 % в кварцевых диоритах. Породы преимущественно лейкократовые, обычно порфириовидные, весьма неравномерно раскристаллизованные. Структуры мелко-среднезернистые гипидиоморфнозернистые, часто с элементами гранофириовой, сферолитовой или пойкилитовой, что свидетельствует о формировании интрузии в гипабиссальных условиях. Содержание вкрапленников колеблется от 10 до 50 %. Местами породы имеют гибридный облик и содержат ксенолиты амфиболизированных и окварцованных долеритов. Помимо первичных минералов развиты вторичные – альбит, хлорит, сосю-

рит, эпидот, актинолит, карбонат, серицит и пирит, свидетельствующие об относительно слабом зеленокаменном метаморфизме и метасоматозе. Акцессории представлены апатитом, сфеном и магнетитом.

Магматиты левинского комплекса относятся к высоконатриевым ( $Na/K = 8-32$ ) при крайне низком содержании  $K_2O$  (0,11–0,48 %). По сумме щелочей они относятся к нормальному петрохимическому ряду.

Интрузивные образования левинского комплекса считаются комагматами верхней (силурийской) части позднеордовикско-раннесилурийской красноуральской свиты и имеют с вулканитами последней активные интрузивные контакты; соответственно, их возраст принимается раннесилурийским.

**Тагило-кытлымский комплекс габбро-норитовый** ( $v\eta S_{1k}$ ) широко распространен в западной части Тагильского мегасинклинория; слагаемые им интрузивные тела входят в состав многих плутонов Платиноносного пояса Урала (Кытлымского, Западно-Княсьпинского, Восточно-Княсьпинского, Павдинского, Тагило-Баранчинского и Ревдинского). Помимо господствующих габброноритов и оливиновых габброноритов в состав комплекса также входят амфиболовые и амфибол-клинопироксеновые габбро ( $vS_{1k}$ ).

Тагило-кытлымский комплекс представлен главным образом габброноритами, в различной степени измененными метаморфогенно-метасоматическими процессами. Наименее измененные габбронориты представляют собой текстурно однородные мезократовые среднезернистые породы с отчетливой офитовой структурой и нередко хорошо выраженной трахитоидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой длиннотаблитчатых зерен плагиоклаза. Плавные изменения простираний трахитоидности на больших расстояниях дали возможность выявить прототектонику крупных, внешне однородных, габброноритовых полей. Главные породообразующие минералы габброноритов – плагиоклаз, клино- и ортопироксен. Нередко присутствуют ортоклаз (2–3 %) в виде ксеноморфных («амебовидных») зерен, корродирующих зерна плагиоклаза; резко ксеноморфный кварц (до 1 %). Вблизи контактов с блоками (мегаксенолитами) габброидов и ультрамафитов конжаковского комплекса встречаются оливинсодержащие фации габброноритов. Их появление в такой геологической ситуации можно объяснить контаминацией габброноритовой магмы вследствие ассимиляции ею вещества пород конжаковского комплекса, недонасыщенных кремнеземом. Офитовый (магматогенный) плагиоклаз габброноритов зонален ( $An_{70-80}$  в центральной части зерен,  $An_{50-60}$  – в их краевой зоне).

В ходе метаморфогенной перекристаллизации габброноритов зональность в плагиоклазе исчезает. Пироксенам офитовых габброноритов (гиперстен с железистостью 40–45 % и авгит с железистостью 30–40 %) свойственны структуры распада твердых растворов (тонкопластинчатые ламеллы ортопироксена в клинопироксене и наоборот), исчезающие при последующей метаморфогенной перекристаллизации. Постоянно присутствует титаномагнетит в количествах от 1 до 7 % в виде мелких идиоморфных октаэдрических включений в зернах плагиоклаза и пироксенов, а также в виде интерстициальных ксеноморфных выделений. Биотит (0,5–5 %) явно эпигенетичен по отношению к полевым шпатам, пироксенам и титаномагнетиту. В качестве акцессориев присутствуют апатит (до 0,5 %), циркон. По петро-геохимическим ха-

рактистическим габбронориты сходны с известково-щелочными толеитами островных дуг.

Габбронориты местами подверглись амфиболизации. Устанавливаются все стадии этого процесса, начиная от начальной (развитие тонких каемок роговой обманки вдоль контактов зерен плагиоклаза, пироксенов, титаномагнетита с коррозией этих минералов), вплоть до полного преобразования габброноритов в клинопироксен-роговообманковое габбро. Амфиболизация габброноритов тагило-кытлымского комплекса связывается с высокотемпературным водным метаморфизмом, сопровождающим внедрение плагиогранитоидов [37].

Раннесилурийский возраст формирования тагило-кытлымского комплекса принят на основании следующих данных. Наиболее надежной считается U-Pb изотопная датировка (по циркону) габбронорита Кумбинского массива ( $428 \pm \pm 7$  млн лет) [210], расположенного на территории смежного листа Р-40. С ним хорошо согласуются результаты определения изотопного Rb-Sr изохронного возраста (по фракциям плагиоклаза, пироксенов, магнетита и биотита) офитового габбронорита из *Восточно-Княсьпинского массива* –  $428,6 \pm \pm 1,6$  млн лет [310].

**Петропавловский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый** выделен В. В. Шалагиновым [319] на горе Петропавловская Сопка в пределах одноименного интрузивного массива. Интрузивные образования петропавловского комплекса распространены в Западно-Тагильской СФЗ. Они слагают Каменский массив в северо-восточной части площади листа О-40, большое количество мелких его сателлитов и даек, а также небольшие массивы в контуре павдинской свиты. Комплекс в полном его объеме сложен тремя фазами; здесь представлены две из них. В состав второй фазы входят диориты ( $\delta S_2 p_2$ ), кварцевые диориты ( $q\delta S_2 p_2$ ), а также редкие габбродиориты. Третья фаза включает плагиограниты ( $r\gamma S_2 p_3$ ), иногда переходящие в гранодиориты. Породы первой фазы (амфиболовые габбро) на территории листа не распространены.

*Каменский массив* расположен на левобережье р. Ляля в районе горы Кушпайский Увал. Он занимает площадь около  $220 \text{ км}^2$  и имеет сложную в плане форму с извилистыми контактами. На западе массив граничит с габброидами Павдинского массива, на севере, юге и востоке – с вулканогенными образованиями шемурской и павдинской свит. В размещении фаций в пределах Каменского массива наблюдаются элементы зональности. Более основные разности тяготеют преимущественно к его краевым частям, в западном эндоконтакте они слагают непрерывную полосу шириной 3–4 км, в восточной – прерывистую кайму.

Центральная, большая, часть массива сложена диоритами, кварцсодержащими и кварцевыми диоритами. Дугообразная цепочка небольших тел гранодиоритов прослеживается в восточной части массива, в центральной части обычны дайки этих пород. Породы обеих фаз петропавловского комплекса секутся небольшими штоками и дайками северорудничного комплекса. По комплексным геофизическим расчетам, западная половина массива имеет форму пластообразной залежи мощностью около 1,5 км, полого падающей на юго-восток под углом 20–30°. В разрезе массив имеет форму лополита.

Контакты Каменского массива активные, сопровождающиеся метаморфическим и метасоматическим преобразованием вмещающих пород – ороговикованием, контаминацией, скарнированием. Ширина зоны измененных пород обычно не превышает 300–500 м, в южном экзоконтакте и в районе ур. Восьмиверстное достигает 5 км. В эндоконтактах массива наблюдается небольшое (2–5 %) количество ксенолитов базальтов, ороговикованных базальтов и роговиков, в отдельных местах содержание ксенолитов достигает 40–50 %, а размеры – 1–1,5 м. Вдоль восточной границы массива также отмечены участки брекчий вулканитов, цементируемые диоритами. Здесь развиты низкотемпературные пропилиты. Для всех перечисленных выше разностей второй фазы, связанных постепенными переходами и образующих единый петрологический ряд, характерен парагенезис: плагиоклаз № 45–50 (30–70 %), роговая обманка (5–25 %), клинопироксен (0–25 %), калишпат (0–5 %), кварц (5–15 %), биотит (0–15 %), редко – ортопироксен, акцессории – магнетит, апатит, циркон. Структуры пород: субофитовая, гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, иногда с элементами гранофировой. Гранодиориты третьей фазы состоят из плагиоклаза № 25 (45–55 %), роговой обманки (5–15 %), калишпата (10–15 %) и кварца (20–25 %); структуры – гипидиоморфнозернистая, гранофировая.

В единичных случаях встречаются плагиограниты с содержанием кварца более 30 %. По химическому составу породы обеих фаз калиево-натриевые с содержанием  $K_2O$  от 1,33 до 1,66 % и  $Na_2O$  3,84–4,05 %, с повышенным содержанием  $MgO$  (3,71 и 2,43 %). В породах петропавловского комплекса широко проявлен щелочной метасоматоз (калишпатизация, биотитизация) и пропилитизация. Полоса фельдшпатизированных пород шириной около 2 км и протяженностью 12–13 км прослежена от среднего течения р. Благодатная до ур. Восьмиверстное. Участками присутствует кварц. Полоса биотитизированных пород расположена западнее полосы фельдшпатизированных диоритов и габбродиоритов. Биотит окаймляет темноцветные минералы, развивается вдоль микротрещин и имеет явно наложенный характер. Пропилитизация развита повсеместно, выражается в развитии агрегата актинолита, хлорита, серицита, кварца. С пропилитизированными породами связана сульфидная минерализация.

Раннесилурийский возраст петропавловского комплекса устанавливается по петрохимическому родству с датированными фаунистически вулканитами павдинской свиты, которые они активно ороговикуют и в свою очередь прорваны дайками и штоками пород северорудничного комплекса – коагматами позднесилурийских вулканитов верхнеименновской подсвиты.

**Северорудничный комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый** выделен В. В. Шалагиновым [319] в районе скарново-магнетитового месторождения 2-й Северный Рудник (лист Р-41-XXIV). Интрузивные образования северорудничного комплекса входят в состав полиформационных *Западно-Княсьтинского, Восточно-Княсьтинского, Зареченского, Каменского, Волковского массивов* и крупного *Тагило-Баранчинского плутона*, а также слагают ряд отдельных массивов – *Башеневско-Исаковский, Черноярский, Ёлкинский*. В пределах листа О-40 выделяются все три интрузивные фазы: первая представлена габбро, иногда с переходами к габбродиоритам ( $vS_{2-3}S_1$ ); в со-



став второй входят диориты ( $\delta S_3 S_2$ ), кварцевые диориты ( $q\delta S_3 S_2$ ) и монцодиориты ( $\mu\delta S_3 S_2$ ); третья объединяет гранодиориты ( $\gamma\delta S_{3-4} S_3$ ) и более редкие граниты ( $\gamma S_{3-4} S_3$ ).

Габбро и габбродиориты первой фазы северорудничного комплекса выделяются только в составе Тагило-Баранчинского плутона (лист О-40-XXIV) [50]. Породы габбро-диоритового ряда представлены как свежими, так и зеленокаменноизмененными разновидностями. Последние имеют более широкое площадное распространение. Реликты свежих пород сохраняются отдельными участками. Свежие габбро и габбродиориты – внешне однородные средне-крупнозернистые массивные породы с хорошо выраженной офитовой структурой. В отличие от габброноритов тагило-кытлымского комплекса, в которых широко проявлены структуры, свидетельствующие о значительной роли процессов высокотемпературного динамического метаморфизма, в породах верхнетагильского комплекса подобные структуры отсутствуют. Габбро постоянно содержат переменные количества кварца (2–10%), ортоклаза (1–10%), биотита (2–10%), титаномагнетита (1–5%), апатита (1–3%). В протолочках встречается циркон. Кварц резко ксеноморфен по отношению к плагиоклазу и пироксенам. В результате зеленокаменного метаморфизма габбро и габбродиориты переходят в амфиболовые (уралитовые) разности, при этом исходные текстуры и структуры пород достаточно хорошо сохраняются вследствие псевдоморфного характера изменений.

Породы второй фазы распространены наиболее широко. Типичное диоритовое тело (так называемый *Черновской массив*) располагается среди оливковых габбро *Волковского массива* (лист О-40-XVIII) [44]. Массив имеет в плане форму треугольника с высотой 6 км и основанием 5 км. В состав комплекса входят преимущественно роговообманковые и пироксеновые кварцевые диориты, реже отмечаются диориты и габбродиориты.

Кварцевые диориты – светло-серые массивные трахитоидные однородные или порфириовидные породы с гипидиоморфной или офитовой структурой. В их состав входят (%): плагиоклаз (60–70), роговая обманка, иногда с реликтами пироксена (20–35), кварц (5–20), в небольшом количестве – биотит, титаномагнетит, сфен, апатит, пирит, халькопирит, борнит. Вкрапленники имеют размер до 2,5–3 мм и прямую зональность. Зерна плагиоклаза в различной степени замещены пелитом, серицитом, реже эпидотом и серицитом. Роговая обманка слагает агрегаты между кристаллами плагиоклаза, отдельные аллотриоморфные, реже призматические зерна. Замещается хлоритом и часто находится в закономерных сростках с биотитом. Кварц слагает ксеноморфные зерна размером до 1–2 мм.

Диориты и габбродиориты имеют такой же минералогический состав, отличаясь соотношением минералов. Контакт кварцевых диоритов *Черновского массива* с габброидами волковского комплекса погружается на запад (район горы Лиственная), в зоне контакта присутствуют эруптивные брекчии, габбро амфиболизированы, состав плагиоклаза в них изменяется до андесина. Химический состав кварцевых диоритов позволяет отнести их к группе малокальциевых ( $K_2O - 0,5-1,5\%$ ) умереннощелочных пород с высокими содержаниями стронция (более 1000 г/т).

Диориты – средне-крупнозернистые мезократовые породы, состоящие (%) из идиоморфного длиннотаблитчатого зонального плагиоклаза  $An_{30-50}$  (60–80), как правило, сосюритизированного во внутренней части его зерен; зеленой роговой обманки (10–20), иногда содержащей корродированные реликты клинопироксена; ксеноморфных зерен кварца (до 5), калиевого полевого шпата (1–3); небольших количеств биотита (до 3–5), магнетита (1–3), иногда сфена; примеси апатита, циркона.

Монцодиориты и кварцевые монцониты второй фазы слагают *Ёлкинский массив*, приуроченный к тектоническому контакту известняков Исовского карбонатного массива и основных вулканитов именовской свиты, а также ряд мелких штоков и даек (лист О-40-ХII) [41]. Ёлкинский массив имеет линейную в плане форму, вытянут в меридиональном направлении, площадь его – порядка 6 км<sup>2</sup>, падение – на восток под углом 65–70°. Западный контакт тектонический. Восточный контакт интрузивный, сложной в плане и разрезе конфигурации. В гравитационном поле массив выделяется локальной положительной аномалией интенсивностью 1,5 мГал. Вертикальная мощность массива, рассчитанная по гравитационному полю, составляет 0,8 км. Породы, слагающие Ёлкинский массив, образуют единый ряд от монцодиоритов до кварцевых монцонитов, иногда с вариациями до монцонитов и кварцевых сиенитов.

Монцодиориты, слагающие редкие штоки и дайки вне пределов массива, отличаются только более мелкозернистым сложением и порфиroidной структурой. Широко проявленные в породах Ёлкинского массива аутометасоматические изменения представлены калишпатизацией и амфиболизацией в виде неправильных пятен, прожилков, зон небольшой мощности, содержащих халькопирит-магнетитовую минерализацию. Вмещающие породы именовской свиты в зоне восточного контакта массива испытали термальный метаморфизм, выразившийся в слабом ороговиковании с образованием своеобразных тонкозернистых однородных и такситовых пород, состоящих из альбита, эпидота, хлорита, кварца и актинолита, иногда с биотитом и калишпатом, содержащих гнездово-прожилковую вкрапленность магнетита и рассеянную сульфидную минерализацию. Зона приконтактных изменений имеет ширину 50–300 м, в ней располагаются мушкетовит-магнетитовые рудопровления [268].

Граниты третьей фазы образуют целую серию мелких штокообразных тел неправильной формы площадью до 2,5 км<sup>2</sup>, занимающих секущее положение относительно пород петропавловского комплекса в пределах *Каменского массива*. Маломощные дайки субщелочных гранитов залегают как внутри массива, так и среди вмещающих его пород. Граниты представляют собой лейкократовые мелко-, равномернозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (олигоклаз-андезина), калишпата, кварца и темноцветных минералов – роговой обманки и биотита. Содержание последних – 0–10%, содержание кварца колеблется от 25 до 35%, калиевого полевого шпата – 20–40%. Последний интенсивно пелитизирован, что придает породам яркую розовую окраску. Аксессуары представлены апатитом, сфеном и магнетитом. Кроме пелита, развиты вторичные серицит, хлорит, эпидот, сосюрит. Структуры – гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая, микрогранофировая. Иногда

наблюдаются автомагматические брекчии гранитов, состоящие из угловатых обломков размером до 10–15 см, сцементированных тонкообломочным материалом тех же гранитов; содержание «цемента» колеблется от первых процентов до 70–80 %.

Магматиты первой и второй фаз относятся к натриево-натриево-умереннощелочным рядам с суммой щелочей 4–6,9 % (1-я фаза) и 4,6–7,8 % (2-я фаза) при содержании  $\text{SiO}_2$  – 47–54 %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,2–2,6 % и  $\text{SiO}_2$  – 53–62 %,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,5–3,4 % соответственно. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2$ –3 в монцодиоритах и кварцевых диоритах. Относительно высокие содержания  $\text{Na}_2\text{O}$  объясняются метасоматозом, в частности процессом альбитизации. Гранитоиды третьей фазы при содержании  $\text{SiO}_2$  69,8–76,9 % принадлежат к нормальному, частью умереннощелочному (субщелочному) рядам с суммой щелочей 5,5–8,2 % и содержанием  $\text{K}_2\text{O}$  2,7–3,8 %.

Магматиты северорудничного комплекса образовались в гипабиссальных условиях, о чем свидетельствуют порфириовидные структуры и неравномерная, часто относительно слабая раскристаллизация, а также микропегматитовые структуры или элементы таких структур в породах всех составов. По основным петрохимическим параметрам магматиты северорудничного комплекса и именновские субвулканиты обнаруживают тесное сходство. В отличие от субвулканических образований с содержанием  $\text{SiO}_2$  47–66 %, интрузивные породы варьируют более широко по содержанию кремнезема – от 46 до 77 %. Другим отличием являются более высокие содержания железа в интрузивных породах и их более низкая титанистость. Петрохимическое родство, близкий минеральный состав и характер метаморфизма образований северорудничного комплекса, именновских субвулканитов и вулканитов горблагодатской подсвиты именновской свиты позволяют отнести их к единой вулканоплутонической именновско-северорудничной ассоциации.

Значения абсолютного возраста габброидов северорудничного комплекса, полученные с помощью К-Аг метода, находятся в пределах 420–430 млн лет [304]. Полученные при проведении ГДП-200 листа О-40-XXIV геохронологические датировки (определения Б. А. Калеганова К-Аг методом по роговым обманкам) дали диапазон 400–458 млн лет [50].

**Нязепетровский комплекс габбровый** ( $vS_{3-4n}$ ) выделен в районе г. Нязепетровск (лист О-40-XXXVI). Габброиды нязепетровского комплекса вместе с клинопироксенитами церковского комплекса слагают *Нязепетровский и Церковский массивы*, расположенные соответственно в центральной и южной частях Нязепетровской синклиналиной структуры, сложенной осадочно-вулканогенной малоуказарской свитой раннего силура. Массивы изучены Г. Ф. Селиверстовым, И. И. Жилиным и др. [300]. Оба массива имеют клиновидную или лополитоподобную форму. Мощность Нязепетровского массива в центре достигает 1 км, что выражено локальным изометричным гравитационным максимумом. Церковский массив имеет меньшую мощность. Интрузивные образования представлены габбро и монцогаббро (последние не отражены на карте ввиду малого размера тел), присутствуют также редкие небольшие штоки и дайки монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов. В небольшом количестве развиты поздние дайки спессартитов, единитов, долеритов и диорит-порфиритов.

*Нязепетровский массив* и его небольшие сателлиты сложены пироксеновыми и амфибол-пироксеновыми габбро и монцогаббро, в них в незначительном количестве присутствуют биотит и калиевый полевой шпат.

Лучше изучен *Церковский массив*. В его северной части породы нязепетровского комплекса составляют 55–65 %, южнее рамки планшета количество их увеличивается до 75 %. Габброиды слагают ядро лополитоподобного тела, на крыльях его они чередуются с клинопироксенитами церковского комплекса (тела которых не показаны на карте из-за малого размера), образуя крутопадающие к центру массива залежи мощностью до 100–170 м. Западная и восточная приконтактные зоны массива сложены габброидами.

На севере Церковского массива 30–35 % составляют биотит-пироксеновые и амфибол-биотит-пироксеновые монцогаббро, содержащие 10–12 % биотита. Монцогаббро с интерстиционным калиевым полевым шпатом в центральном пересечении Церковского массива составляют 25 %, на севере – около 8 % пород главной интрузивной фазы. В этом массиве отмечается присутствие оливиновых габброноритов.

Габбро главной интрузивной фазы среднезернистые, редко крупнозернистые и пегматоидные; текстура их массивная и директивная, структура габбровая, в мелких сателлитах офитовая. Моноклинный пироксен бесцветный и светло-зеленый, плагиоклаз полностью замещен цоизитом, пренитом, реже серицитом и альбитом. В габбро присутствуют 1–3 % биотита, в биотитовых разновидностях количество его – 10–12 %. Характерен калиевый полевой шпат – от единичных зерен до 5–6 % в калишпатовых монцогаббро. Акцессорные минералы – титаномагнетит (1–5 %), апатит (1–1,5 %), сфен, пирит, халькопирит. Широко распространены поздние цоизит, эпидот, пренит, кальцит. Породы малоуказарской свиты в контактах с габбро превращены в пироксеновые, амфибол-пироксеновые и биотит-амфиболовые роговики и амфиболизованы. Ширина ореола амфиболизации достигает 0,5–1 км. Приконтактные зоны имеют сложную морфологию, типична мигматит-агматитовая пропитка роговинов габбровым материалом. Агматиты развиты по массивным вулканитам, послонные габбро-мигматиты – по горизонтам песчаников. Вмещающие роговики и пироксениты брекчированы и сцементированы габбровым материалом. В северном, северо-восточном, юго-восточном контакте Нязепетровского и в западном контакте Церковского массивов развиты пироксен-гранатовые скарны с поздними пренит-карбонатными жилами. В участках скарнирования проявлена пирит-халькопиритовая минерализация.

Характерная особенность пород нязепетровского комплекса – их повышенная щелочность. Среди пород первой фазы преобладают габбро, менее распространены умереннощелочные габбро, монцогаббро. Породы комплекса высокоглиноземистые, высокожелезистые, с повышенным содержанием  $P_2O_5$ , умеренным и низким –  $MgO$  и  $TiO_2$ . В дифференциационном ряду в породах уменьшается содержание  $MgO$ ,  $CaO$ ,  $FeO_{общ.}$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  и растет железистость, содержание щелочей и величина коэффициента агпаитности [310]. Породы имеют низкие содержания  $Nb$ ,  $Zr$ ,  $Rb$ ,  $U$ ,  $Th$  и высокие  $Sr$ ,  $Ba$ .

С нязепетровским комплексом связана медная минерализация в скарнах. Нижний возрастной предел формирования нязепетровского комплекса опре-

деляется его интрузивными контактами с верхними горизонтами малоуказарской свиты ( $S_1$ ) и клинопироксенитами церковского комплекса позднего ордовика. Южнее исследованной территории известно пересечение габброидов сиенитами белокаменского комплекса раннего девона. Позднесилурийский возраст комплекса принят в соответствии с Легендой Уральской серии.

**Кушвинский комплекс габбро-сиенитовый** получил название по г. Кушва, на юго-восточной окраине которого располагаются выходы сиенитов. Первую фазу слагают эссекситы, реже монцогаббро ( $\epsilon vS_4-D_1k_1$ ); во второй фазе – сиениты, иногда сиенит-порфиры ( $\xi D_1k_2$ ), отмечены также жильные образования нефелиновых сиенитов [98]. Кушвинский и Тагильский массивы, а также множество мелких тел (даек и штоков), расположены среди образований туринской и именовской свит. Породы кушвинского комплекса доступны для наблюдения в железорудных карьерах и естественных обнажениях. Магматиты разного состава не имеют рвущих соотношений (за исключением дайкового комплекса), их переходы постепенные [113, 217]. Вместе с тем именно значительные различия в составах пород (от монцогаббро до сиенитов) позволяют предположить двухфазное строение комплекса.

Монцогаббро – серые массивные и трахитоидные среднезернистые, часто порфиroidные породы, с гипидиоморфнозернистой, бостонитовой структурой. В их состав входят моноклинный пироксен диопсид-авгитового ряда – 10–20 %, бурый и красно-бурый биотит – 5–10 %, роговая обманка гастингситового ряда ( $f = 40$ –60 %), развивающаяся по пироксену, плагиоклаз № 25–40 (редко до 47–55) – 60–70 %, калиевый полевой шпат – до 15–20 %, иногда встречается железистый оливин – до 6 %. Акцессорные минералы – апатит, титаномагнетит, сфен. Среди монцогаббро встречаются меланократовые разности, состав которых отвечает эссекситам. Сиениты – розовые, серые или пестроокрашенные среднезернистые массивные породы с аллотриоморфной или гипидиоморфной структурой, иногда порфиroidные. Составляют (%) из плагиоклаза (№ 10–40) – 25–40, калиевого полевого шпата (35–60), гастингситовой роговой обманки ( $f = 52$ –80) с реликтами клинопироксена и биотита (10–25), присутствуют также сфен, апатит, циркон. В контактовых зонах интрузий широко распространены продукты термального и гидротермального метаморфизма и метасоматоза, которые включают известные скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления (Гороблагодатское и Валуевское рудные поля, Осокино-Александровское месторождение и др.).

Кроме скарнов, широким распространением пользуются эпидот-диопсид-хлорит-альбитовые метасоматиты с флогопитом, микроклином, апатитом, магнетитом, мушкетовитом, кальцитом, сульфидами и флюоритом, иногда с везувианом и датолитом. Эти породы развиваются как по скарнам, так и по сиенитам и вмещающим породам. Низкотемпературные преобразования выражены в развитии зон эпидозитов, содержащих кварц, гематит, микроклин.

В состав кушвинского комплекса входят многочисленные дайки порфиroidных монцогаббро, микросиенитов, сиенит-пегматитов, сиенит-порфиroidов, бостонитов, микродиоритов и пессартитов, пироксенофиroidных (авгитовых) долеритов. Все эти породы слагают тела, прорывающие сиениты и скарны. Индикаторным в смысле определения формационной принадлежности комплекса является присутствие в северной части Кушвинского массива (на юго-

восточной окраине г. Кушва и г. Благодать) даек и жил нефелин-сиенитовых пегматитов и нефелиновых сиенитов [98]. Нефелиновые сиениты отмечаются в виде жил мощностью 0,15–2 м с четкими контактами и шпировидных выделений с постепенными контактами. В их состав (%) входят нефелин, замещенный шпреуштейном, цеолитами, канкринитом и серицитом (20–25), пертитовый ортоклаз (50–65), альбит (5–10), гастингситовый амфибол (5–10), пироксен (эгирин-салит) и биотит; акцессорные (до 2,5) – титаномагнетит, гранат, сфен и апатит.

Петротипический *Кушвинский массив* расположен в юго-восточной части листа О-40-ХVIII и протягивается с севера на юг на 17 км от г. Благодать до широты пос. Малая Лая, достигая в районе Валуевского рудника ширины 7 км. Западный контакт его с пироксеновыми роговиками и ороговикованными образованиями именовской свиты имеет восточное падение, северный – крутое до вертикального, пересекая слоистость силурийских отложений под прямым углом. Восточный контакт залегает субсогласно с простираем пород туринской свиты, но характер его также секущий при общем падении на восток под углами 30–40°. Южный контакт с габброидами Волковского массива имеет северное падение, вблизи контакта распространены преимущественно монцогаббро. Все контакты являются активными и сопровождаются метаморфическими и метасоматическими преобразованиями вмещающих пород. Химический состав пород кушвинского комплекса своеобразен. Монцогаббро характеризуются низкими содержаниями титана (0,6–1,1 %) и магния (2,3–5 %) при высоких содержаниях щелочей (5,5–9,5 %) и стронция (до 5,7 кг/т). Эссекситы характеризуются низкими содержаниями кремнезема (43–47 %), более высокими содержаниями титана (1,8–2,1 %) при содержаниях щелочей от 3,8 до 6,5 % и стронция – до 4,4 кг/т. Сиениты содержат 55–60 % кремнезема (редко до 65 %); это высокоглиноземистые (17–22 %) щелочные породы (сумма щелочей 8–11 %) с высокими содержаниями стронция (до 5,7 кг/т). На классификационных диаграммах эти породы попадают в поля островодужных щелочных магматитов.

Возраст пород кушвинского комплекса неоднократно изучался различными изотопными методами. Ю. П. Сорокин [304] приводит следующие определения (К-Аг метод): в биотитах из биотит-пироксеновых монцогаббро – 504 и 422 млн лет, в сиенитах, микросиенитах и сиенит-порфирах – от 410 до 345 млн лет. Л. Н. Овчинников приводит следующие определения возраста пород (К-Аг метод): в сиенитах, микросиенитах и сиенит-порфирах – 369–335 млн лет, в биотитовых, скарновых и серицитовых метасоматитах – 370–410 млн лет.

Отобранная при проведении ГДП-200 листа О-40-ХVIII [44] монофракция циркона из пироксен-амфиболовых сиенитов Гороблагодатского карьера, проанализированная в лаборатории Шведского музея Истории Природы по методу Кобера, дала абсолютный возраст  $426 \pm 4$  млн лет. Похожие датировки, полученные на установке SHRIMP (сиениты Тагильского массива –  $444 \pm 5$  млн лет и нефелиновые сиениты Кушвинского массива –  $428 \pm 3$  млн лет) приводятся Г. Б. Ферштатером с соавторами [179]. Принимая во внимание данные по абсолютному возрасту, можно считать, что интрузии кушвинского

комплекса начали формироваться в силуре, и их следует датировать интервалом поздний силур–ранний девон.

**Барашинский комплекс габбро-сиенитовый** распространен в Восточно-Тагильской СФЗ. К нему относится *Барашинский массив*, расположенный к северу от горы Ежовая. На территории листа О-40-XXIV находится западная половина массива. Массив уверенно выделяется отрицательной гравитационной аномалией. Магнитное поле над породами монцодиорит-сиенитового ряда отрицательное; над монцогаббро – положительное. Мощность массива, по геофизическим данным, достигает 3 км. Комплекс имеет двухфазное строение: монцогаббро (иногда монцониты) первой фазы ( $\mu\nu S_4-D_1b_1$ ) прорываются сиенитами второй фазы ( $\xi D_1b_2$ ).

М о н ц о г а б б р о – довольно однородные породы от мезо- до меланократовых, средне-крупнозернистые. Они состоят из роговой обманки с резорбированными реликтами клинопироксена, идиоморфного плагиоклаза, как правило почти нацело сосюритизированного, ксеноморфного ортоклаза, примеси сфена, апатита, сульфидов. Сиениты слагают основной объем массива. Это лейкократовые порфириовидные породы, состоящие на 60–80 % из почти нацело сосюритизированного плагиоклаза, часто с каемкой свежего альбита, зеленой роговой обманкой, частично замещенной актинолитом, мелкозернистого агрегата кварца и микроклина, ксеноморфного по отношению к плагиоклазу и роговой обманке. По химическому составу породы второй фазы занимают промежуточное положение между монцонитами и сиенитами.

Время формирования барашинского комплекса принимается позднесилурийско-раннедевонским по аналогии с кушвинским комплексом и на основании сходства химического состава интрузивных пород с вулканитами туринской свиты.

**Лыпинский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta D_1l$ ) представлен интрузиями, распространенными в северной части Кваркушко-Каменногорского антиклинория и южной части Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны. Небольшие дайки и силлы габбродолеритов лыпинского комплекса имеют протяженность в первые сотни метров при мощности в десятки метров. На площади листа О-40 они наблюдаются в западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория в истоках рек Молмыс и Яйва. Обычно дайки наблюдаются в виде одиночных интрузий, но иногда образуют рои тел, приуроченные к зонам разрывных нарушений и прорывающие образования докембрия, ордовика и нижнего силура. Маломощные тела сложены порфириовыми долеритами, а более крупные имеют зональное строение: порфириовые долериты в эндоконтактовой зоне, массивные габбродолериты и долериты с офитовой и габброофитовой структурами в центральных частях тел. Породы сложены авгитом, замещенным роговой обманкой, актинолитом и хлоритом, а также плагиоклазом ряда олигоклаз–андезин, в различной степени альбитизированным, сосюритизированным и серицитизированным. Кроме него обычно присутствуют микропегматит и кварц, реже хлоритизированный биотит и стипномелан. Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом и цирконом, рудные – титаномагнетитом, пиритом, реже халькопиритом, пирротинном и петландитом.

Интрузии лыпинского комплекса имеют активные контакты с разновозрастными вмещающими отложениями (от рифея до силура) с образованиями зон роговиков, ширина которых не превышает первых метров. По минеральному и химическому составу выделяются долериты, оливиновые долериты, плагиодолериты и диориты. Каждая из этих разновидностей либо слагает отдельные тела, либо сочетается в пределах одного тела. Наиболее распространены долериты и оливиновые долериты. Породы лыпинского комплекса относятся к калиево-натриевой и натриевой сериям, умеренноглиноземистым (долерит) или низкоглиноземистым (оливиновый долерит), среднетитанистым разностям. Средний химический состав долеритов (мас. %):  $\text{SiO}_2 - 47,84$ ;  $\text{TiO}_2 - 1,41$ ;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 3,20$ ;  $\text{Al}_2\text{O}_3 - 14,79$ ;  $\text{FeO} - 9,03$ ;  $\text{MnO} - 0,07$ ;  $\text{MgO} - 6,24$ ;  $\text{CaO} - 10,82$ ;  $\text{Na}_2\text{O} - 2,30$ ;  $\text{K}_2\text{O} - 0,57$ ;  $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,14$ ; ппп  $-3,67$ .

Данные по радиологическо-изотопному датированию пород отсутствуют. Возраст комплекса принимается на основании интрузивных контактов с отложениями лудловского яруса силура (что, по-видимому, определяет нижний возрастной уровень внедрения интрузий) и согласно Уральской серийной легенде.

**Иовский комплекс плагиогранитовый** ( $\text{p}\gamma\text{D}_i$ ) представлен Иовской плагиогранитоидной интрузией, прорывающей породы конжаковского и тагилыктылмского комплексов в стыке Серебрянского, Сухогорского и Валенторского массивов (лист О-40-VI), а также серией даек и штокверков плагиогранитоидных жил, переходящих в эруптивные брекчии, ксеногенная составляющая которых представлена габброидами и ультрамафитами [37]. Жилы плагиогранитоидов присутствуют также в отдельных участках, расположенных в пределах Сухогорского и Серебрянского массивов, но их наибольшая концентрация наблюдается в непосредственной близости к Иовской интрузии.

Плагиограниты внутренней зоны *Иовской интрузии* – однородные средне-крупнозернистые лейкократовые породы существенно кварц-плагиоклазового состава. Плагиоклаз идиоморфен по отношению к кварцу, выделяясь в виде крупных широкотаблитчатых зерен, часто зональных. В центральной части зональных зерен плагиоклаз имеет несколько более основной состав ( $\text{An}_{30-50}$ ) по сравнению с составом их периферической части ( $\text{An}_{20-40}$ ). Кварц в количествах 25–40 % образует, как правило, более мелкозернистые гранобластовые агрегаты в интерстициях между зернами плагиоклаза. В больших количествах (не более 5 %) присутствует роговая обманка. Плагиогранитоиды эндоконтактной зоны Иовской интрузии, штокверков маломощных жил и цемента эруптивных брекчий отличаются от плагиогранитов внутренней зоны интрузии значительно меньшими содержаниями кварца, вплоть до его почти полного исчезновения и соответственно перехода плагиогранитов в плагиоклазиты с повышенной основностью плагиоклаза (вплоть до  $\text{An}_{70-80}$ ) и большим количеством роговой обманки. По интерпретации В. И. Маегова [37], указанные отличия обусловлены химическим взаимодействием плагиогранитовой магмы с габбро и ультрамафитами, вследствие чего магма в зоне контакта обедняется кремнеземом (десилицируется), но обогащается фемическими компонентами (контаминируется), а габбро и ультрамафиты амфиболизируются. В эндоконтактной зоне крупных клинопироксенитовых ксенолитов развивается узкая амфиболовая кайма, от которой



внутри ксенолитов проникают амфиболовые прожилки. Мелкие ксенолиты амфиболизируются полностью, превращаясь в горнблендит. Габбровые ксенолиты амфиболизируются в еще большей степени, так, что первичные оливин и пироксены в них почти полностью исчезают, замещаясь роговой обманкой.

Петрохимические характеристики плагиогранитов иовского комплекса соответствуют кислым нормальнощелочным породам. Им присуща натровая специфика, отличная от калиево-натриевой, свойственной гранитоидам северорудничного комплекса. Гранитоиды вышеуказанных комплексов существенно различаются также концентрациями и характером распределения всех литофильных редких и редкоземельных элементов. В частности гранитоидам иовского комплекса свойственна отчетливо выраженная положительная европиевая аномалия [65], отсутствующая или имеющая отрицательную направленность в гранитоидах северорудничного комплекса.

Раннедевонский возраст гранитоидов иовского комплекса принят на основании результатов определения U-Pb возраста цирконов ( $415 \pm 10$  и  $416 \pm \pm 1,6$  млн лет [65], выделенных из плагиогранита, прорывающего габбро конжаковского комплекса в виде дайкообразного тела размерами  $200 \times 50$  м в 2,3 км к северо-западу от устья р. Серебрянка.

**Ауэрбаховский комплекс габбро-диорит-гранитовый** представлен здесь только второй фазой ( $\delta D_2$ ); выделен в пределах одноименного массива за восточной рамкой площади (вблизи г. Краснотурьинск) [56]. На территории листа О-40 вторая его фаза выполнена диоритами и кварцевыми диоритами, расположенными среди павдинской свиты силура. Это среднезернистые породы гипидиоморфнозернистой структуры, состоящие из зонального идиоморфного плагиоклаза  $An_{60-20}$  (в среднем  $An_{50-45}$ ), малоглиноземистой роговой обманки с железистостью 0,48–0,49; биотита, ксеноморфного ортоклаза и кварца, иногда клино- и ортопироксена. Акцессорные – магнетит, апатит, сфен. Возраст принят в соответствии с Уральской серийной легендой.

## ПОЗНЕДЕВОНСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

**Ивдельский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный** ( $v\beta D_3$ ) сложен выражающимися в масштабе силлами и небольшими штоками габбродолеритов и долеритов, прорывающими силурийские и раннедевонские толщи Восточно-Тагильской СФЗ, а также додевонские интрузии. Породы зеленовато-темно-серые массивные афировые, микропорфиновые и крупнопорфиновые. Во вкрапленниках – андезин-лабрадор и авгит, количество которых в отдельных разностях достигает 50–70 % и размера до 4–5 мм. Основная масса интерсертальная, офитовая, микроофитовая. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, сфен, апатит, рутил, циркон. В большинстве своем породы интенсивно изменены, вкрапленники плагиоклаза превращены в агрегат серицита, эпидота, и альбита, пироксен замещен уралитом и хлоритом, основная масса превращена в ткань из серицита, хлорита, актинолита, эпидота, альбита. Породы относятся к нормальному ряду, частично обладают повышенной щелочностью. Сумма щелочей варьирует от 3,5 % при окиси

калия от 0,2 до 5,4%. Породы низкотитанистые, маложелезистые, умеренно-глиноземистые ( $Al_2O_3$  – 15,3–16,8%). Возрастная датировка интрузивных образований ивдельского комплекса весьма условна. Позднедевонский возраст комплекса принят в соответствии с Легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

**Усьвинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ( $v\beta D_3-C_{II}$ )** представлен габбродолеритами, редко трахидолеритами, встречающимися в дайковой форме на всей территории Центрально-Уральского поднятия. Положение даек контролируется крутопадающими субмеридиональными нарушениями. Дайки распределены неравномерно по площади и группируются в рои тел протяженностью от 10 до 100 км. Количество интрузивных тел отдельных роев колеблется от 10 до 70–80. Рои (пояса) даек ориентированы согласно с основными складчатыми структурами, грубо повторяя рисунок расположения их дугообразных осей. Отчетливо выделяются три пояса даек: западный, центральный и восточный. Первый соответствует Безгодовско-Пашийской структуре и Вильвенско-Шишимскому моноклинорию, второй – Кваркушско-Каменногорскому антиклинорию, третий – Усьвинско-Серебрянской седловинной структуре. Количество даек в поясах увеличивается в восточном направлении, в западном поясе встречены лишь единичные дайки, а в восточном поясе – сотни тел. Петротипом этого комплекса являются породы, слагающие дайки в среднем течении р. Усьва. Наиболее изученными в настоящее время являются Хмельёвская, Першинская и Ново-Вильвенская дайки, которые рассматриваются в качестве петротипа усьвинского комплекса. Достаточно хорошо изучена и Ломовская дайка. По этой дайке в районе пос. Теплая Гора проведен подсчет запасов Ломовского месторождения строительного камня на горе Дублинский Камень и проводится его отработка.

Дайки габбродолеритов образуют хорошо выраженные в рельефе гребни или уступы. Мощность даек – от 2 до 200 м, при протяженности от 100 м до 18 км (Хмельёвская дайка). Наиболее мощные дайки приурочены к восточному поясу. Иногда отмечаются ветвящиеся дайки: от крупных даек отходят многочисленные апофизы, в основном с восточной стороны. Дайки по составу слабо дифференцированы, обычно имеют симметричное строение. В центральных частях отмечаются крупно- и среднезернистые породы с офитовыми и пойкилоофитовыми, реже габбровыми и долеритовыми структурами. Для краевых частей характерно мелкозернистое и афанитовое строение, порфировые, порфириовидные, микродиабазовые, реже вариолитовые структуры. Основной плагиоклаз представлен лабрадором, реже олигоклазом и андезитом (в трахидолеритах), клинопироксен – авгитом, реже эгирин-авгитом, титанавгитом, пижонитом и диопсидом, характерны микропегматит, роговая обманка, биотит, в трахидолеритах – калишпат и щелочной амфибол. Текстуры пород – массивные. В краевых частях иногда наблюдаются миндалины, заполненные альбитом, хлоритом, кальцитом, пумпеллитом, а в западном поясе – кордиеритом. Характерна шаровая, скорлуповатая отдельность от 10 см до 1 м, переходящая в крупных дайках в подушечную (до 1,5–3 м) и матрацевидную. Контакты с вмещающими породами четкие секущие, крутопадающие, наблюдаются зоны закалки (1–5 см). Ширина контактовых ореолов зависит от мощности дайки и состава вмещающих пород и составляет от

нескольких см до 40 м, для роговиков – до 7 м. Роговики представлены обычно низкотемпературной фацией, чаще всего кремнистого состава с новообразованиями кварца, серицита, хлорита, эпидота и лейкоксена. На контакте даек с карбонатными породами развиты мраморизованные известняки, сменяющиеся бледно-зелеными афанитовыми. Образуются метасоматиты, состоящие из кальцита, диопсида, цоизита, с включениями везувиана, флогопита и перовскита(?). Часто в контактовых зонах отмечаются жилы кварца, альбита, сульфидная минерализация.

Все породы комплекса претерпели автотематоморфические изменения на гидротермальной, реже пневматолитовой стадии, а в восточной – зеленокаменного метаморфизма. Плаггиоклаз, как правило, сосюритизирован, пироксен замещается уралитом и хлоритом. При зеленокаменном перерождении происходит альбитизация и хлоритизация полевых шпатов, а по пироксену развивается актинолит, появляются стильпномелан и сфен. В породах часто наблюдается сульфидная вкрапленность: пирит, пирротин, реже халькопирит, галенит, сфалерит.

Наиболее крупные и хорошо изученные дайки (Першинская и Хмельёвская) находятся в пределах площади листа О-40-11; ряд других описаны подробно в соответствующих отчетах по геологической съемке, ГДП-50, ГДП-200 и тематических исследованиях [241, 242, 307, 314] и др., а также в многочисленных публикациях.

*Першинская дайка габбродолеритов* имеет северо-северо-восточную ориентировку, мощность около 100 м и протяженность до 8 км [307]. Габбродолериты образуют ряд обнажений высотой до 4,5 м вдоль русла р. Перша и на левом склоне ее долины. Дайка сложена среднекристаллическими массивными габбродолеритами с вкрапленностью магнетита (до 10 %) и участками – пирита до 5 %. Ближе к контактам порода более темноцветная, мелкокристаллическая. В зоне эндоконтакта (10 см) габбродолериты стекловатые с порфиоровыми выделениями (до 2 мм) пироксена и вкрапленностью кубиков пирита до 5 мм. Под микроскопом габбродолериты обладают офитовой структурой и массивной текстурой и состоят из пироксена (23 %), нацело замещенного хлоритом и тремолитом, основного плаггиоклаза (68 %), замещенного сосюритом и цоизитом, мирмекитовых сростаний плаггиоклаза и кварца до 0,4 мм (1 %) и лейкоксенизированного ильменита (8 %). Первичные титаномагнетит и магнетит разложились до силикатов железа и ильменита, наблюдается мелкая вкрапленность пирротина и халькопирита. Эндоконтактные стекловатые разности под микроскопом содержат вкрапленники плаггиоклаза (13 %), оливина (4 %) и пироксена, в породе присутствуют миндалины (1 %), выполненные хлоритом и кварцем.

*Хмельёвская дайка габбродолеритов* является одной из самых крупных. Ее протяженность – более 18 км, а мощность составляет от 40 до 240 м, простирание северо-северо-восточное [307]. Дайка пересекает отложения першинской и вильвенской свит верхнего рифея и Хмельёвский массив, а на севере – отложения промысловской серии (O<sub>2-3</sub>pr). Габбродолериты хорошо выделяются в рельефе, слагая вершины в виде скальных выходов гор Большие Хмели и Южные Хмели высотой 10–30 м. Центральная часть дайки сложена среднекристаллическими габбродолеритами, в краевых частях порода мелко-

кристаллическая до афанитовой. В зоне эндоконтакта развиты стекловатые миндалекаменные разности, в зоне экзоконтакта – биотит-кварцевые роговики и плотные ороговикованные сланцы с тонкими кварцевыми прожилками. По контакту с кварцитопесчаниками развиты пятнистые роговики. В роговиках наблюдается пиритовая минерализация. Мощность зоны контактовых изменений – до 40 м. Макроскопически габбродолериты представляют собой массивные средне- и мелкозернистые породы серого, реже темно-серого цвета со слабым зеленоватым оттенком. Часто отмечаются порфирировидные разности, у которых на фоне среднезернистой основной массы выделяются зерна пироксенов неправильной формы размером от 3 до 12 мм. Под микроскопом наблюдаются долеритовые и пойкилоофитовые структуры и массивные текстуры. Петрографический состав мало чем отличается от габбродолеритов других даек усьвинского комплекса: сосюритизированный плагиоклаз – 43–45 %; пироксен, замещенный актинолитом (реже актинолитом и хлоритом) – 47–50 %; ксеноморфный кварц – до 5 %; редкие зерна эпидота, хлоритизированного биотита, серицита. Рудные минералы: лейкоксенизированный ильменит – 1–3 %; редко сфен, характерна пиритовая минерализация.

По петрогеохимическому составу габбродолериты различных даек усьвинского комплекса сходны между собой. Они не отличаются от толеитовых базальтов (траппов древних платформ) и сходны с аналогичными породами востока Русской платформы [161]. Зональность интрузивных тел отражается на содержании в породах ряда основных оксидов. В краевых частях тел долериты более магнезиальны, обладают сравнительно низкой щелочностью, железистостью. Однако эта закономерность нарушается наложенными гидротермальными процессами. По содержанию  $TiO_2$  породы относятся к мало- и среднетитанистым, с преобладанием последних ( $TiO_2$  – 1–2 %). Характерно резкое преобладание кальция над магнием, повышенные значения хрома, ванадия, цинка. Содержания платиноидов в дайках габбродолеритов незначительны.

Дайки габбродолеритов усьвинского комплекса пересекают отложения всех свит рифея и венда, а также отложения промышленной серии ордовика как в пределах Улсовско-Висимской синклинали, так и в пределах Безгодовско-Пашийской структуры. Кроме того, дайки пересекают Троицкий и Хмельёвский интрузивные массивы, а также интрузивные тела кусьинско-красновишерского комплекса. В Пермской серийной легенде возраст габбродолеритов принят как раннедевонский, но в процессе работ по ГКК-1000/3 листа О-40 в ЦИИ ВСЕГЕИ на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II U-Pb методом по 10 зернам цирконов из долеритов Сарановской дайки был определен изотопный их возраст, составивший  $386,3 \pm 7,1$  млн лет ( $n = 3$ ) и  $329,3 \pm 5,1$  млн лет ( $n = 7$ ), что соответствует среднему девону и раннему карбону (рис. 2).

Габбродолериты усьвинского комплекса в целом безрудные, часто используются в качестве щебня для дорожного строительства или облицовочного сырья. Породы многих даек усьвинского комплекса перспективны для использования базальтовых технологий (каменная вата, штапельное волокно, каменное литье и т. п.).

3051-3

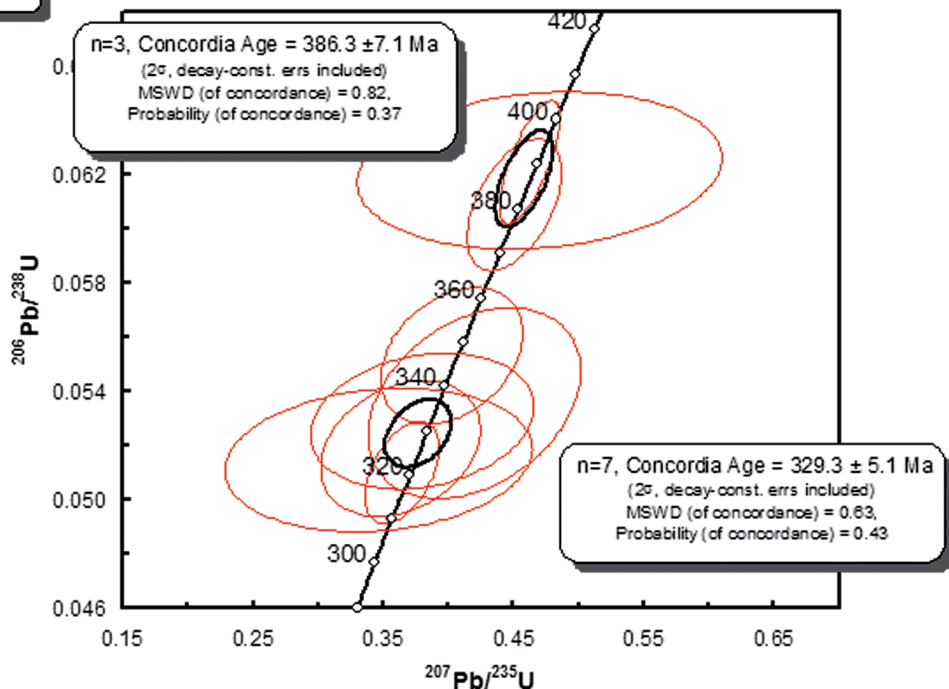


Рис. 2. Диаграмма с конкордией для цирконов из долеритов Сарановской дайки усьвинского комплекса.

**Кусьинско-красновишерский комплекс плагиоверлит-эссекситовый гипабиссальный** слагает многочисленные штоки, дайки, силлы эссекситов и эссексит-долеритов ( $\epsilon\text{vD}_3\text{-C}_1kk$ ), реже плагиоверлитов ( $\nu\text{SD}_3\text{-C}_1kk$ ), редко монцогаббро, меллитолитов, сиенитов, пироксенитов, распространенных преимущественно на крыльях Кваркушско-Каменногорского антиклинория. Наиболее крупными массивами являются Кусьинский, Хмелёвский и Верхнекойвинский.

В легенде Пермской серии листов ГК-200 все «пикриты» и эссекситы включены в состав кусьинского пикрит-эссекситового комплекса. В Уральской серийной легенде [99] кусьинский комплекс объединен с аналогичным красновишерским комплексом, распространенным в Полюдово-Колчимской структуре и получил название кусьинско-красновишерский.

Последними исследованиями с использованием микрозондового и рентгеноструктурного анализа доказано, что мелко-микрочешуйчатый хлоритовый агрегат в так называемых «пикритах», ранее интерпретируемый как измененное стекло, в действительности образуется по сосюриту – продукту преобразования плагиоклаза. Определен в шлифах и состав основного плагиоклаза. Соответственно ультраосновные породы, определяемые ранее как пикриты, имеют не порфиновую структуру, а полнокристаллическую кумулятивную, пойкилитовую, не содержат стекловатой связующей массы и соответствуют по составу верлитам и плагиоверлитам.

Текстура плагиоверлитов массивная, основные породообразующие минералы представлены оливином, клинопироксеном и основным плагиоклазом. Породы в значительной степени преобразованы под влиянием аутометасоматических и более поздних гидротермально-метасоматических процессов. Оливин (до 60 % объема породы, состав –  $\text{Fa}_{19-21}$ ) представлен ойкокристаллами в клинопироксене и плагиоклазе, редко свежий, обычно серпентинизирован, реже по нему развивается тремолит. Оливин содержит до 0,5 % NiO и 0,33–0,36 % CaO, а также микровключения хромшпинелида с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 32 %. Клинопироксен часто свежий, замещается керсутитом, иногда полностью. Он представлен титанавгитом, салит-титанавгитом с примесями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 1 % и  $\text{TiO}_2$  – 0,9–1,5 %. Плагиоклаз сосюритизирован и хлоритизирован, его реликты сохраняются крайне редко. По составу плагиоклаз отвечает лабрадору № 70. Флогопит распространен в породе неравномерно, в основном приурочен к краевым частям интрузий. Особенности состава флогопита свидетельствуют о его первичной магматической природе, содержание титана типично для слюд щелочных базальтоидов ( $\text{TiO}_2 > 4\%$ ). Наличие в породах слюды и амфибола является свидетельством накопления в остаточном расплаве щелочей и летучих компонентов. Амфибол – низкокремнистый керсутит с величиной магнезиальности ( $\text{mg \#}$ ) = 0,65. Состав акцессорных ильменитов соответствует пикроильмениту ( $\text{MgO} = 4,6\text{--}5,4\%$ ) и близок по содержанию хрома и магнезия к минералам кимберлитов, обычно содержит примесь марганца до 4 %.

В юго-западной части Кусьинского массива вблизи контакта И. А. Малаховым среди плагиоверлитов встречены породы, диагностируемые им как эклогиты. В. А. Зобачевым [245] здесь же описаны пироповые пери-

дотиты. В 200-килограммовых пробах плагиоверлитов были найдены мелкие ( $< 0,5$  мм) кристаллы алмазов [102].

Как по минеральному, так и по химическому составу плагиоверлиты близки к одноименным породам Печенги, Норильска и других расслоенных интрузий, производных базальтовых магм. Характерной особенностью их химического состава по сравнению с плагиоверлитами Печенги является значительное преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$ , повышенные содержания Ba, Ti, Sr, V, Ga, пониженные Mn, Co и Ni [102]. Щелочные габброиды близки по геохимическим показателям к плагиоверлитам, что еще раз подчеркивает их единое происхождение.

Петротипический разрез кусьинско-красновишерского комплекса находится в пределах листа О-40-ХVII в среднем течении р. Кусья, в районе устья р. Каменка. Наиболее подробно петротип описан при проведении работ по ГДП-200 [43]. Здесь закартировано относительно крупное тело эссекситов ( $2500 \times 700$  м) сложного строения, сопровождаемое серией силлов мощностью от первых метров до 100 м, при протяженности от 300 до 3500 м. Силлы параллельны западному контакту интрузии и слоистости вмещающих пород. Форма интрузии лополитообразная с линзовидными прерывистыми «прослоями» ороговикованных алевролитов и аргиллитов протяженностью до 400 м и мощностью 10–30 м, реже до 50 м. Тела плагиоверлитов размером до 100–400 м при мощности до 50 м располагаются преимущественно у восточной границы массива эссекситов, составляя с ним единое целое.

Интрузивные соотношения плагиоверлитов и эссекситов в *Кусьинской интрузии* описаны Л. И. Лукьяновой [102], при этом установлено более позднее внедрение тела плагиоверлитов с образованием корочки закалывания в них на контакте с эссекситами. Наблюдалось ороговикование и хлоритизация эссекситов, а плагиоверлиты в зоне эндоконтакта представлены мелкозернистой породой, пойкилитовая структура отсутствует. Клинопироксен в эссекситах соответствует титанавгиту, калишпат – ортоклазу. В целом же все породы кусьинского массива сильно изменены, первичные минералы сохраняются редко. На комагматичность плагиоверлитов («пикритов») и щелочных габброидов на основании изотопных и геохимических характеристик указывает Е. В. Карпухина [80, 82].

*Хмельёвский массив* расположен в пределах Кваркушко-Каменногорского антиклинария, на водоразделе притоков р. Вильва–рек Хмели и Северная Рассоха, в районе горы Большие Хмели. Интрузия прорывает отложения кырминской свиты ( $RF_3kr$ ), а в западной части – кварцитопесчаники першинской свиты венда. Весь массив пересечен крупной Хмельёвской дайкой габбродолеритов усвинского комплекса. Интрузивные образования вскрыты шурфами в ядре крупной антиклинальной складки. Размеры массива  $3,5 \times 1,7$  км, форма овальная, ориентировка северо-северо-восточная. Интрузия погружается в западном направлении с углами  $\sim 40$ – $50^\circ$ . Массив характеризуется положительной аномалией силы тяжести до  $+1,5$  мГал размерами  $3 \times 4,5$  км и сложнопостроенным положительным магнитным полем интенсивностью до 2700 нТл.

Хмельёвский массив представляет собой двухфазную сложнопостроенную расслоенную интрузию. К первой фазе отнесены монцогаббро с «прослоями»

пироксенитов до 50–70 м, редко горнблендитов. Породы первой фазы пользуются наибольшим распространением в юго-восточной и центральной частях массива. В западной и северной частях закартированы породы второй фазы – микросиениты и сиенит-порфиры, прорывающие габброиды.

Меланократовые керсутитовые монцогаббро макроскопически представляют собой бурую среднезернистую породу, обладающую гипидиоморфной, иногда пойкилитовой, коррозийной и симплектитовой структурами. Текстуры пород массивные, иногда, в краевых частях, слабо сланцеватые. Монцогаббро состоит из клинопироксена, представленного титанавгитом (20–60 %); керсутита (15–50 %); измененного калинатрового полевого шпата (15–30 %); титаномагнетита (4–10 %), апатита (1–4 %); часто встречаются флогопит (биотит?) (5–7 %) и сфен (р. з.–1 %). Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, сфеном, апатитом и пиритом.

Пироксениты распространены ограниченно, в виде «прослоев» (1–60 м) среди габброидов и макроскопически представляют собой темно-зеленовато-серую до черной полнокристаллическую породу, часто совершенно выветрелую. В шлифах пироксениты обладают панидиоморфной и гипидиоморфной средне-крупнозернистой структурой с элементами симплектитовой и пойкилитовой. Текстуры массивные, катаклазированные, редко пятнистые. Порода состоит из пироксена (43–70 %), представленного титанавгитом, керсутита (15–33 %), титаномагнетита (10 %), измененного флогопита (биотита?) – до 3 %, прожилков и гнезд эпидота, цоизита и калиевого полевого шпата по плагиоклазу (р. з.–10 %), апатита и сфена (р. з.–1 %). Пироксен нацело замещен уралитом, керсутитом или хлоритом. Керсутит встречается в виде ксеноморфных зерен (1–3 мм) или включен в пироксен.

Пироксеновые и оливин-пироксеновые горнблендиты распространены реже пироксенитов, отличаются от них более высоким содержанием керсутита (45–65 %). По химическому составу габброиды Хмельёвского массива соответствуют габброидам (эссекситам) петротипического Кусьинского массива, отличаясь от последних повышенной титанистостью и повышенными содержаниями фосфора. На диаграмме  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  габброиды попадают в поле щелочных пород. По геохимическим показателям габброиды горы Хмели также близки к породам петротипического кусьинского массива.

Магматиты второй фазы, представленные сиенит-порфирами и микросиенитами, прорывают габброиды и залегают в виде линейно вытянутых, линзообразных и жильных тел, пользуясь наибольшим распространением в северной и западной частях массива. Контакты с габброидами и вмещающими породами нечеткие из-за широкого развития метасоматических контактовых изменений: альбитизации, серицитизации, карбонатизации, биотитизации.

Сиенит-порфиры, как правило, альбитизированные, серицитизированные, обладают порфировидной структурой. Структура основной массы – мелкозернистая трахитоидная, иногда в сочетании с призматическизернистой. Текстуры трахитоидные, слабосланцеватые, реже атакситовые. Во вкрапленниках – калинатровый полевой шпат или псевдоморфозы по нему (до 30 %), псевдоморфозы по роговой обманке (1–8 %, редко до 20 %), иногда биотит – до 5–30 %, измененный керсутит – до 10 %, пертитовый анорто-



клас – до 15–20 %, редко титаномагнетит – до 4 %, апатит – р. з.–1 % и сфен – р. з. Микросиениты встречаются исключительно в виде жил мощностью 0,05–1 м, прорывающих монзогаббро (рис. 3).

Кроме охарактеризованных массивов породы кусьинско-красновишерского комплекса в виде даек, штоков и силлов широко распространены на северном замыкании Усьвинско-Серебрянского седловинного синклиория, в бассейне р. Вильва, на участке, ограниченном ее притоками – реками Северная Рассоха и Хмели. Здесь закартировано более 30 тел перидотитов и около 20 тел умереннощелочных габброидов преимущественно в виде даек северо-западной ориентировки.

Возраст комплекса всегда считался ранневендским, исходя из соотношения с прорываемыми вмещающими породами керносской свиты ( $V_1sp$ ). Абсолютный возраст, определенный сотрудниками ВСЕГЕИ [23] К-Аг методом, для эссекситов составил 540 млн лет, для пикритов – 170 и 195 млн лет. Сотрудниками ИГЕМ [80] проведены Rb-Sr определения для пикритов Кусьинского массива. Приведенные в статье [80] данные по оценке возраста Rb-Sr методом ( $608 \pm 3$  млн лет ( $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70330 \pm 3$ )) не отвечают общепринятым критериям достоверности результатов. Флогопит не позволяет использовать его для построения изохронной зависимости, а приведенный расчет возраста по двум точкам (клинопироксена и породы в целом) не корректен. Данная оценка возраста не является надежной, во-первых, по причине невозможности построения изохронной зависимости, ввиду отсутствия необходимой аналитической «растяжки», а во-вторых, приведенные результаты изотопного состава стронция аналитически сомнительны и не могут использоваться для расчета.

При проведении ГДП-1000/3 листа О-40 в придорожном карьере в 2,6 км северо-восточнее пос. Новая Вильва из пробы плагиоверлитов по зернам цирконов U-Pb методом на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ получены следующие значения абсолютных возрастов:  $383,6 \pm 6,7$  млн лет (4 зерна) и  $328,7 \pm 5,2$  млн лет (6 зерен). Первые значения соответствуют позднему девону, последние – раннему карбону.

Из габброидов, пироксенитов и сиенит-порфиоров *Хмельёвского массива* по трем пробам тем же методом в ЦИИ ВСЕГЕИ в получены следующие значения:  $391 \pm 3$  млн лет ( $n = 16$ ) и  $335 \pm 2$  млн лет ( $n = 25$ ), что соответствует среднему девону и раннему карбону (рис. 4).

**Чикманский комплекс лампроит-кимберлитовый** ( $A-tD_3-C_1ck$ ) выделяется впервые. В 1970-х годах при поисковых работах на алмазы в бассейне рек Косьва и Чикман (вблизи горы Благодать) были выявлены специфические ультраосновные магматиты, определенные как «брекчии лимбургитов, пикриты, карбонатиты». В скважинах они чередовались с эссекситами, трахидолеритами и трахибазальтами, соотношения с которыми установлены не были. А. М. Зильберманом с соавторами (1971, 1980 гг.) все эти породы рассматривались в качестве продуктов одноактного щелочного мафит-ультрамафитого вулканизма и выделены в «благодатский вулканический комплекс», соотнесенный с «пикрит-трахибазальтовой формацией». В дальнейшем умереннощелочные основные вулканы были признаны «инородными» образованиями (относящимися к верхней подсвите керносской свиты

3061-1, 3061-2, 3061-3

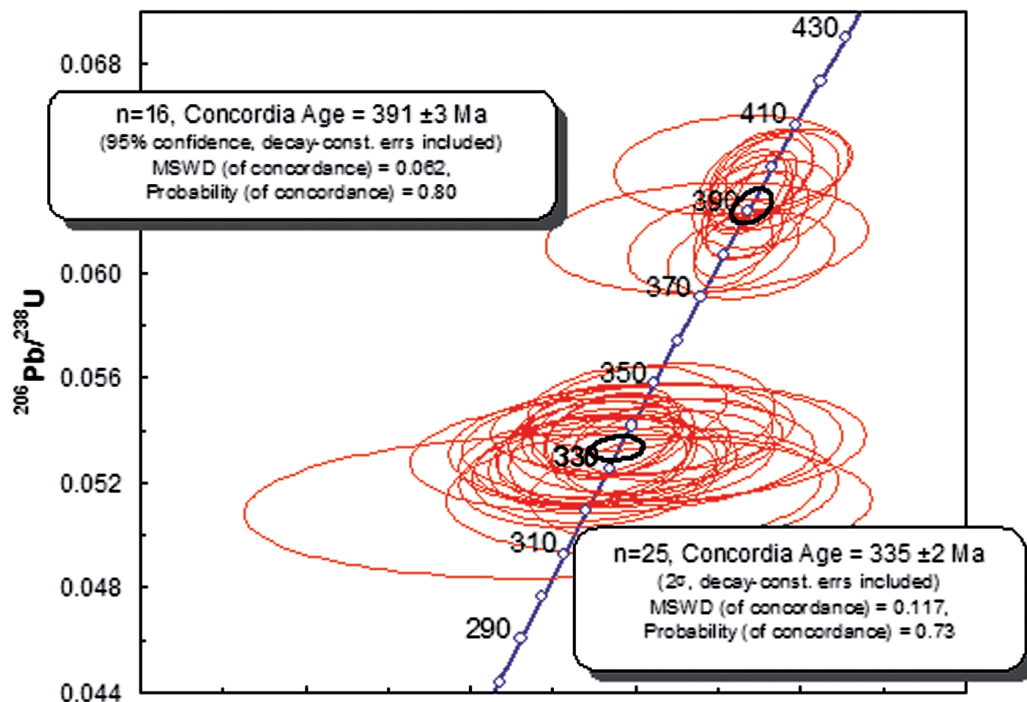


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из габброидов, сиенит-порфиров и пироксенитов Хмельёвского массива.

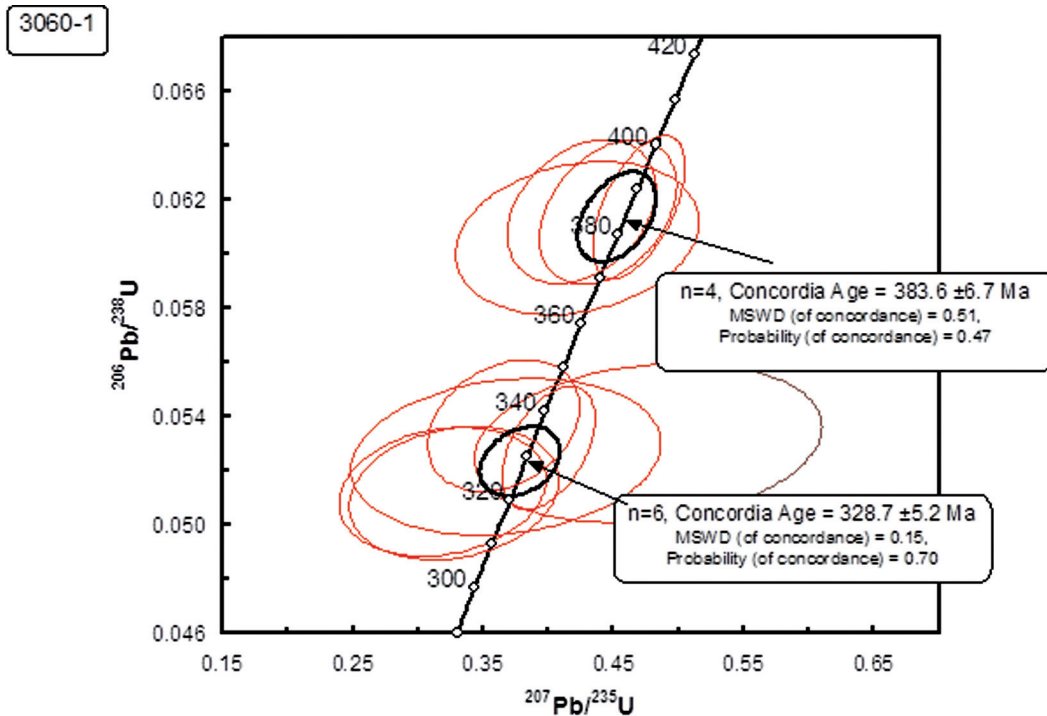


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиоверлитов и эссекитов кусьинско-красновишерского комплекса.

венда) и исключены из упомянутого комплекса. В легенду Пермской серии листов ГК-200/2 (а позднее и в Уральскую серию ГК-1000/3) данное подразделение вошло под названием «благодатский комплекс умереннощелочных пикритов гипабиссальный ранневендский».

Во второй половине 2000-х годов сотрудниками ЗАО «Пермгеологодобыча» и ФГУП «ВСЕГЕИ», выполнявшими детальные исследования этих магматитов (в которых уже были найдены алмазы), установлено, что подавляющее большинство «пикритов» представляет собой кимберлиты и кимальнеиты (по Е. М. Чернышеву – высокоглиноземистые железо-титанистые кимберлиты), в меньшей степени – это породы лампроитовой серии (внемасштабные тела преимущественно ультраосновных и основных лампроитов). В настоящее время в рамках подготовки к изданию Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 листа О-40 – Пермь нами проводилось уточнение состава и возраста щелочно-ультраосновных и основных пород в районе вышеназванной горы. Благодаря применению новых прецизионных методик исследования пород района вышеназванной горы (ICP MS, AS, микрозондовый анализ пород в шлифах, рентгенофазовый анализ, локальное U-Pb датирование цирконов на ионном зонде SHRIMP-II) диагностированы главные разновидности пород и определен их возраст. Полученные результаты свидетельствуют о принадлежности этих пород к различным по составу, возрасту и формационному типу магматическим комплексам (трахибазальтовому, долеритовому и щелочно-ультраосновному), что противоречит объединению их в единый комплекс.

Стратифицированные породы (базальты, трахибазальты и их туфы), включенные ранее в состав благодатского комплекса, в настоящее время, согласно Уральской серийной легенде [99] входят в состав верхней подсвиты керносской свиты (шпалорезовский комплекс, по Н. А. Румянцевой [26]).

Дайки долеритов и трахидолеритов, прорывающие отложения керносской свиты, как нами установлено, относятся к усьвинскому гипабиссальному комплексу позднедевонско-раннекаменноугольного возраста ( $389 \pm 2$  Ma, по локальному U-Pb датированию цирконов, выполненному на ионном зонде SHRIMP-II, ВСЕГЕИ).

Таким образом, поскольку выделенный А. М. Зильберманом с соавторами *благодатский* комплекс в действительности объединял разные по составу и возрасту образования, предлагается ранее включавшиеся в этот комплекс щелочно-ультраосновные породы выделить в самостоятельный комплекс – *чикманский кимберлит-лампроитовый*.

Породы чикманского комплекса локализируются в пределах Западно-Уральской мегазоны, в восточном крыле Благодатской блок-антиклинали, расположенной в крайней северо-западной части Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория. В геологическом строении Благодатской блок-антиклинали принимают участие вулканогенно-осадочные образования керносской свиты нижнего венда ( $V_1kr$ ), а также старопечнинской свиты позднего венда ( $V_2sp$ ). В обрамлении блок-антиклинали находятся кварцевые песчаники такатинской свиты нижнего девона и карбонатно-терригенные отложения среднего девона.

Глубинное строение рассматриваемой территории характеризуется присутствием кристаллического AR-PR<sub>1</sub> фундамента, залегающего на глубине 4–5 км и погружающегося в восточном направлении. Породы чикманского комплекса приурочены к зоне пересечения трех разноориентированных региональных тектонических структур – рифейской Тиманской (северо-западное простирание) и нижнепротерозойской Пермской (северо-восточное простирание) рифтогенных зон, на которые накладываются более поздние субмеридиональные уральские структуры [104].

В районе горы Благодать породы чикманского комплекса, совместно с трахидолеритами усвинского, слагают два сближенных линзовидных меридионально вытянутых тела, размером ~ 2 × 0,5 км, расположенных кулисообразно и локализованных в крыльях синклинальной складки [69, 243]. Они залегают в тектоническом блоке ромбовидной формы, ограниченном разломами меридионального и северо-западного простирания. Коренные выходы магматических пород отсутствуют, в северной части они перекрыты маломощными четвертичными образованиями, в южной, судя по геофизическим данным и бурению, опущены на значительную глубину.

Породы комплекса на глубинном геомагнитном разрезе, построенном по материалам геофизических исследований масштаба 1 : 10 000, слагают относительно крупное вертикальное тело, прослеженное до 500 м. На глубине до 9–10 км здесь предполагается наличие субвертикальных зон разуплотнения, которые, возможно, являются флюидопроводящими зонами с участками эксплозивных брекчий [105].

Внутреннее строение трубообразного тела восстановить трудно, так как на глубину оно вскрыто лишь немногочисленными скважинами. Для интерпретации его строения в основном был использован материал, полученный при изучении пород, вскрытых траншеями, карьерами и мелкими скважинами.

Сложное строение магматических тел района горы Благодать обусловлено сочетанием трубообразных тел эксплозивных брекчий, а также дайковых тел, сложенных различными породами, имеющими или тектонические, или интрузивные соотношения, как с вмещающими породами керносской свиты верхнего венда и песчаниками такатинской свиты нижнего девона, так и между собой. Присутствие тектонических брекчий на контактах и внутри сложнопостроенного многофазного тела свидетельствует о проявлении тектонических процессов, которые привели к его расчленению на отдельные блоки.

На контакте с интрузивными породами вмещающие осадочные породы трещиноваты, есть зоны интенсивного дробления мощностью 20–50 м, ороговикования, окремнения, хлоритизации и гематитизации.

Среди щелочно-ультраосновных пород, преобладают измененные, в том числе карбонатизированные мелилитсодержащие кимберлитовые брекчии, содержащие многочисленные, но неравномерно распределенные ксенолиты глубинных (мантийных) пород, обломки пород фундамента, осадочного чехла, трахибазальтов керносской свиты.

Дайки, представленные порфировыми кимберлитами и оливинкалиево-полевошпатовыми лампроитами (?), прорывают кимберлитовые брекчии. Кроме того, среди мелилитсодержащих кимберлитовых брекчий

закартированы маломощные дайки и блоки долеритов и трахидолеритов усьвинского комплекса. Контакты между разновидностями пород изучены недостаточно. В траншеях были встречены единичные жилы аргиллизированных лампроитоподобных ксенотуффизитов (бывший поллюдовско-ксенофонтовский комплекс), с которыми связывается алмазонасность в районе горы Благодать.

Породы чикманского комплекса отнесены к щелочно-ультраосновным на основе их петрографических, петрогеохимических и минералогических особенностей. Они могут принадлежать к специфическим разновидностям кимберлитов гр. II (типа кимберлитов района Кроонстад, Южная Африка) по классификации Р. Х. Митчелла [211]. Породообразующие минералы (оливин, мелилит, лейцит, санидин, слюда) в них замещены и диагностированы на основе характерных кристаллографических очертаний и состава продуктов их замещения. Замещена вторичными продуктами и основная масса. Тем не менее, детальные исследования позволяют реконструировать петрографический состав пород комплекса, среди которых выделены брекчии мелилитсодержащих кимберлитов, лейцит-мелилитсодержащие кимберлиты, оливин-калиево-полевошпатовые породы.

Брекчии мелилитсодержащих кимберлитов темно-серого, серого, голубовато-серого, буровато-серого цвета макроскопически и микроскопически имеют пятнистый облик, такситовую, миндалекаменную, реже массивную текстуры с элементами катаклаза и флюиальности, бластопорфировую, порфиоровую структуры основной массы. В связующей массе брекчий основные породообразующие минералы представлены оливином (до 30–40%), мелилитом (3%) и слюдой (7%). В отдельных участках основная масса брекчий апостекловатая, миндалекаменная или микролитовая, замещена хлоритовым и иллит-смектитовым агрегатом, в разной степени обогащена пылевидным окисленным рудным минералом.

В породе наблюдаются псевдоморфозы по оливину трех генераций. Слюда (флогопит?) во вкрапленниках имеет форму табличек ( $\sim 0,24 \times 0,15$  мм), а в связующей массе брекчии в виде тонких лейст (до 10%). Она в разной степени замещена хлоритом, гидрослюдой и гематитом. Мелилит присутствует в виде псевдоморфно замещенных редких кристаллов призматического облика ( $\sim 0,4 \times 0,2$  мм). Продукты его замещения – гидрослюда, хлорит, кварц.

Миндалины (10–30%) в апостекловатой связующей массе брекчий имеют различную форму, размер от  $0,15 \times 0,15$  мм до  $2 \times 0,9$  мм и выполнены хлоритом.

Петрографическими методами определить состав вторичных минералов сильно измененной породы трудно, в результате рентгенофазового анализа в брекчиях мелилитсодержащих кимберлитов установлены следующие вторичные минералы – кварц, гематит, сапонит, иллит триоктаэдрический, корренсит, селадонит, шамозит. Наблюдаемое в шлифах количество вторичных минералов в породах непостоянно, преобладающими являются хлорит-слюдистые и кремнистые агрегаты, гематит.

Лейцит-мелилитсодержащие кимберлиты слагают маломощные (от 0,5 до 2 м) дайковые тела, залегающие среди брекчий мелилитсодержащих кимберлитов. Внутри тел и на контактах отмечаются зоны ка-

вернозности и гематитизации мощностью 5–10 см. Для пород характерны зеленовато-темно-серые, горчично-серые окраски, порфировая структура, миндалекаменная и массивная текстуры.

Псевдоморфно замещенный оливин (до 20 %) в породе представлен тремя генерациями: ксено-(фено)-кристами, вкрапленниками и микролитами в связующей массе. Оливин замещен теми же вторичными минералами, что и оливин в брекчиях мелилитсодержащих кимберлитов.

Вкрапленники лейцита (5–7 %) псевдоморфно замещены вторичными продуктами. Минерал диагностируется по характерной изометричной форме кристаллов буроватого цвета различных размеров (от 1,5 до 0,15 мм) и их сростками. Лейцит в результате вторичных преобразований замещен калиевым полевым шпатом, иллитом и агрегатами смешано-слоистых минералов. Мелилит (10 %) имеет удлиненно-призматические (0,45 × 0,2 мм) и субпризматические формы (0,3 × 0,1 мм), полностью замещен хлорит-гидрослюдистым агрегатом. Слюда в виде призматических лейст, размером от 0,6 × 0,12 мм имеет биотитовую схему абсорбции, частично хлоритизирована, гематитизирована.

Округло-овальные с неровными очертаниями миндалины (от 0 до 20 %) размером от 2,2 до 0,3 мм выполнены хлоритом и имеют концентрически-зональное строение.

Апостекловатая связующая масса хлоритизирована, в разной степени насыщена гидроксидами железа, в результате чего неоднородна по цвету: от светло-зеленовато-бурого до буро-черного.

По результатам рентгенофазового анализа, лейцит-мелилитсодержащий кимберлит в настоящее время превращен в смесь вторичных минералов – кварца, корренсита, бариевого полевого шпата, Al-сапонита, вермикулита, хлорита, иллита, пиррофиллита, микроклина, талька, галлуазита; анатаза, псевдорутила, марказита, гематита, гётита, что свидетельствует о сильном преобразовании пород под влиянием метасоматических процессов. Рентгенофазовый количественный анализ свидетельствует о преобладании в породе кварца (от 38 до 50 %) и гематита (от 10 до 32 %).

Мелилитсодержащие кимберлиты слагают редкие дайки мощностью до 1,5 м. Породы имеют серо-зеленый цвет. Микроскопически породы отличаются от вышеописанных лейцит-мелилитсодержащих кимберлитов отсутствием лейцита и меньшим количеством мелилита (1 %). Минеральный состав измененной породы по результатам рентгенофазового анализа представлен вторичными минералами – кварцем, корренситом, гидробиотитом, галлуазитом, жисмондином, хромитом, гематитом, гётитом.

Описанные кимберлиты в различной степени карбонатизированы. Особенностью карбонатизированных пород является существенное развитие карбонатов (кальцита, доломита), которые выполняют пустоты (миндалины, прожилки), замещают цемент брекчий, а иногда породу полностью. Все это ранее являлось основанием для отнесения их к магматическим карбонатитам или к гидротермально-метасоматическим апосиликатным породам [96].

В отдельную группу выделяются оливин-калиевополевые породы. По петрографическому составу эти породы наиболее близки к оливиновым минеттам или орендитовым лампроитам. Детальное изучение

этих пород позволило предполагать их генетическую связь с вышеописанными кимберлитовыми породами.

Оливин-калиевополевошпатовые лампроиты(?) образуют дайки мощностью до 30 м и прорывают брекчии мелилитсодержащих кимберлитов. Для них характерна табачно-желтая окраска и неравномернозернистая, крупнокристаллическая, местами пойкилитовая структура. Породообразующие минералы представлены оливином трех генераций (до 30%), псевдоморфнозамещенным хлоритом, биотитом, гематитом, халцедоном, кварцем, а также калиевым полевым шпатом (30–55%), частично или полностью пелитизированным и альбитизированным. Размер вкрапленников псевдоморфоз по оливину варьирует от 5 до 25 мм. Пойкилитовая структура породы определяется включением мелких, в основном идиоморфных псевдоморфоз оливина в калиевый полевой шпат. Калиевый полевой шпат, несмотря на пелитизацию и частичную альбитизацию, уверенно диагностируется по морфологии кристаллов, образует хорошо сохранившиеся короткостолбчатые простые двойники. Реликты не полностью замещенного калиевого полевого шпата были установлены в шлифах микрозондовым анализом. Он характеризуется низким содержанием натрия, что является отличием от калиевых полевых шпатов других щелочных пород.

В породе присутствуют равномерно распределенные мелкие выделения лейкоксена, сфена. Гидроокислы железа частично или полностью замещают оливин и слагают цемент основной массы.

Рентгенофазовый анализ породы показал то, что в ней присутствуют кварц, хлорит, форстерит, триоктаэдрический иллит, сапонит, калиевый полевой шпат, упорядоченный альбит, магнетит, гематит, анатаз.

Брекчии мелилитсодержащих кимберлитов, лейцит-мелилитсодержащие кимберлиты и оливин-калиевополевошпатовые лампроиты(?) близки по набору аксессуарных минералов и содержат минералы-индикаторы классических кимберлитов. Они представлены пироп-альмандином, хромдиопсидом, пикроильменитом, хромшпинелидом, алюмохромитом, ильменитом, цирконом, муассанитом, апатитом, баритом, сфеном, корундом, и, возможно, ксеногенными дистеном, ставролитом, анатазом. В кимберлитах чикманского комплекса, кроме перечисленных минералов, присутствуют единичные пиропы лерцолитового парагенезиса ( $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – от 0,62 до 5,89%,  $\text{CaO}$  – от 4,66 до 6,53%,  $\text{MgO}$  – от 19,12 до 21,72%) и реликты пикроильменита, который частично сохраняется внутри его гематитизированных желваков, имеющих размер до нескольких сантиметров. Поскольку аксессуарные минералы выделены из протолочных проб пород, в которых присутствуют коровые и глубинные ксенолиты, то, вероятно, часть из них относится к породам ксенолитов. В брекчии мелилитсодержащих кимберлитов присутствуют ксенолиты перидотитов, оливинитов и эклогитов. Наиболее детально они были изучены Е. М. Чернышовой с соавторами.

В крупнообъемных пробах брекчий мелилитсодержащих кимберлитов района горы Благодать были установлены алмазы [102, 105]. Два наиболее крупных кристалла представлены додекаэдроидами весом 7,2 и 12,9 мг. В пробе весом 16 кг щелочно-ультраосновных пород, аналогичных брекчиям мелилитсодержащих кимберлитов горы Благодать, района пос. Семёновка,



выявлено два осколка алмаза размером  $\sim 0,30 \times 0,25$  мм и один прозрачный слабо-желтоватый алмаз в виде додекаэдра, размером  $\sim 0,4$  мм. Алмазы представлены кристаллами, типичными для алмазных месторождений Западного Урала.

Для изученных кимберлитовых пород характерны вторичные изменения, которые свойственны также и кимберлитам Золотицкого поля Архангельской алмазоносной провинции – сапонитизация, хлоритизация, и кимберлитам Накынского поля Якутской алмазоносной провинции – карбонатизация, окремнение. Отличительной чертой кимберлитовых пород чикманского комплекса от кимберлитов нормальной щелочности является повышенное содержание титана, железа, калия и глинозема. Наиболее высокие содержания кремнезема характерны для кимберлитовых брекчий, т. к. они насыщены многочисленными ксенолитами.

Кимберлиты и оливин-калиевополевошпатовые лампроиты(?) чикманского комплекса относятся к высокотитанистым породам. Точки составов всех некарбонатизированных разновидностей пород по содержаниям титана и калия в основном приурочены к полю оливиновых лампроитов.

По содержаниям Nb и Zr все разновидности щелочно-ультраосновных пород чикманского комплекса имеют тренд распределения, характерный для кимберлитов гр. II, и по содержаниям этих элементов коррелируют с составами кимберлитов Золотицкого поля (ААП), Накынского поля (ЯАП), Среднего Тимана и, частично, кимберлитов гр. II района Кроонстад (Южная Африка). Исследуемые породы чикманского комплекса похожи по содержанию редких и редкоземельных элементов и характеризуются сравнительно низкими отношениями La/Yb (от 20 до 36,4 г/т), что приближает их к кимберлитам Среднего Тимана, Золотицкого и Накынского полей. Однако все изученные породы значительно обеднены редкими (Ba, Sr и др.) и редкоземельными элементами по сравнению с классическими кимберлитами и лампроитами.

В карбонатизированных породах резко снижаются содержания редких (Nb, Zr, Ta и др.) и редкоземельных элементов. Изотопные данные ( $\delta^{13}\text{C} = -4,7$ – $-2,9\%$ ,  $\delta^{18}\text{O} = 19,3$ – $31,4\%$  и  $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} = 0,7090$ ) карбонатов из щелочно-ультраосновных пород позволяют предполагать, что источник карбонатизирующих флюидов связан с вмещающими карбонатными толщами.

Как было сказано выше, породы чикманского комплекса прорывают, наряду с вулканогенно-осадочными породами венда, терригенные образования такатинской свиты нижнего девона. Для уточнения возраста щелочно-ультраосновных пород было проведено изотопное датирование цирконов из кимберлитов на ионном зонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ. Цирконы имеют различные размеры и морфологию, анализировались идиоморфные призматические (от  $150 \times 75$  до  $60 \times 30$  мкм) и изометричные ( $75 \times 75$  мкм) зерна. По результатам изотопного U-Pb датирования цирконов получены конкордантные возрасты:  $391 \pm 2,3$  Ma ( $n = 7$ ; СКВО = 0,054),  $316,8 \pm 3,9$  Ma ( $n = 4$ ; СКВО = 0,32) для брекчий мелилитсодержащих кимберлитов и  $388 \pm 2,2$  Ma ( $n = 11$ ; СКВО = 0,66) для лейцит-мелилитсодержащих кимберлитов (рис. 5). Единичные цирконы из оливин-калиевополевошпатовых лампроитов(?) име-

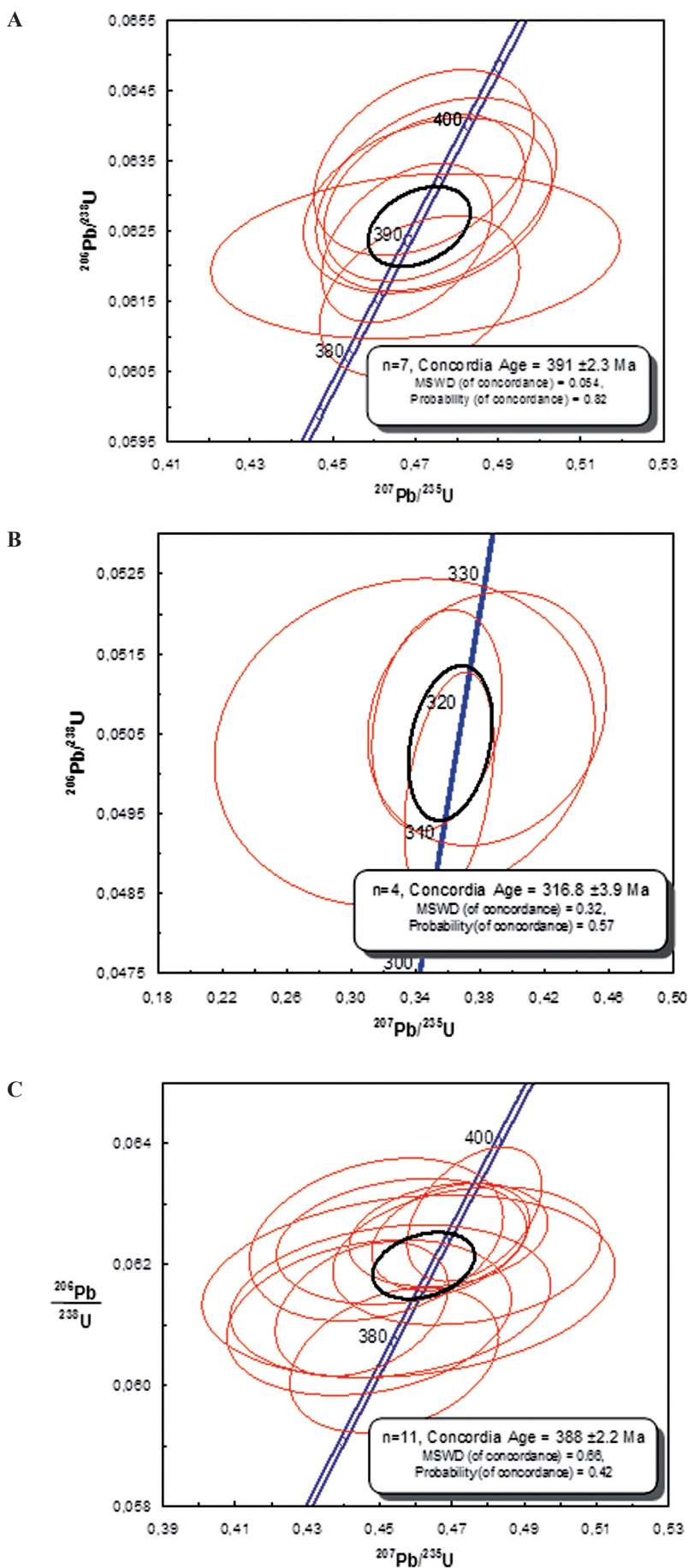


Рис. 5. Диаграммы  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{U}/^{235}\text{U}$  с конкордиями для цирконов из брекчий мелилитсодержащих кимберлитов (А – пробы № 1444, 1244; В – проба № 1244) и лейцит-мелилитсодержащих кимберлитов (С – пробы № 1434, 1435, 1438, 1462) чикманского комплекса.

ют близкий возраст к возрасту цирконов из кимберлитов –  $371 \pm 3$  Ма и  $385 \pm 3$  Ма [59].

**Уфалейкинский комплекс лейкогранит-гранитовый** ( $\gamma C_{1-2}u$ ) распространен в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Вещественный состав комплекса приводится по данным Успенской (2004ф); он большей частью состоит из лейкократовых и мезократовых порфировидных магнетитсодержащих гранитов и микрогранитов, реже гранодиоритов и лейкогранитов. Они развиты на юге Уфалейского антиклинория южнее Аюшского разлома среди пород уфалейского комплекса, гранитоидов чувовского и битимского комплексов. Лейкограниты сосредоточены в центральной и восточной частях Уфалейского антиклинория. Они слагают серии секущих жил и крупное дайкообразное Бурлаковское тело.

*Бурлаковское тело* длиной более 15 км, шириной 0,5–1,2 км, вытянуто в северо-северо-западном направлении вдоль Суховязского надвига, а на юге примыкает к нему. Оно сложено порфировидными двуслюдяными гранитами массивными и гнейсовидными, частично катаклазированными. Падение его – восточное, под углом  $50^\circ$ . В лежачем контакте наблюдаются зоны инъекций лейкогранитов в двуслюдяные и мусковитовые гнейсы. В центре, в висячем боку тела, граниты переходят в малослюдистые разновидности. Жилевидные тела лейкогранитов развиты в центре и в юго-восточной части антиклинория, насыщенной гранитоидами чувовского и битимского комплексов, тяготея к последним. Длина жил составляет от 0,1–0,2 до 1–1,5 км, мощность – от 1–5 до 50–100 м.

Лейкограниты комплекса светло-серые, желтовато-серые, розовато-белые массивные и гнейсовидные; характерны порфировидные выделения серого калиевого полевого шпата размером до 5–6 мм. Реже в составе порфировидных выделений присутствуют сосюритизированный плагиоклаз и кварц. Состав гранитов (%): калинатовый полевой шпат и микроклин – 30–40, альбит-олигоклаз и альбит – 15–30, кварц – 27–35, биотит – 2–3, мусковит – 0–4, магнетит – 1–3, циркон – 1; (е. з. – р. з.): флюорит, гранат, монацит, рутил. С лейкогранитами связаны небольшие аплитовидные и кварцевые жилы. Лейкограниты ультракислые ( $SiO_2 = 75,46–78,2$  мас. %), с низким содержанием глинозема ( $Al_2O_3 = 10,52–12,63$  мас. %), магния, кальция, калиево-натриевые с примерно равным количеством  $K_2O$  и  $Na_2O$  или с незначительным преобладанием  $K_2O$ . По величине  $(Na + K)/Al = 0,84–1,02$  они относятся к субщелочному ряду. Содержание в лейкогранитах Nb, Zr, Y в 1,5–3,5 раза превышает кларковое. Лейкограниты жилевидных тел отличаются более высоким содержанием Zr, Nb, а трещинного Бурлаковского тела – Y, Ba.

Изотопный возраст лейкогранитов Бурлаковского тела определен Е. В. Бибиковой по циркону U-Pb изохронным методом в  $384 \pm 24$  млн лет [310]. Значения возраста 296–286 и 224–237 млн лет отвечают двум эпохам тектономагматической активизации – герцинскому орогенезу и триасовому рифтогенезу. В прозрачных цирконах присутствуют древние фазы с возрастом 1980 млн лет и 1200–1100 млн лет, определенные Л. В. Суминым Pb/Pb кинетическим методом. Основываясь на изотопно-геохронологических исследованиях, Г. А. Петров считает, что возраст Бурлаковских лейкогранитов среднедевонский, на основании чего предлагает отнести их к водоводинско-

му комплексу. Нами возраст уфалейкинского комплекса принят в соответствии с Уральской серийной легендой [99], так как U/Pb датировки по циркону дают значительный разброс по возрастам, а девонский возраст (384 млн лет) определен со значительной погрешностью.

**Хомутовский комплекс граносиенит-гранитовый гипабиссальный** ( $\gamma\zeta\tau C_{1-2h}$ ) выделяется в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ в соответствии с Уральской серийной легендой ГК-1000. На территории листа О-40 он представлен дайками и штоками граносиенит-порфиров, реже граносиенитов, а также телами гранит-порфиров ( $\gamma\tau$ ) с переходами в порфировидные граниты. Комплекс был впервые выделен и описан на территории листа О-40-XXX [55, 310]. Нами выделяется с известной долей условности (в соответствии с серийной легендой), так как изотопные датировки отсутствуют, а вещественный состав некоторых слагающих его пород близок к таковому в средне-позднеордовикских магматитах козлиногорского комплекса, также распространенного в Бардымской подзоне.

## МЕТАМОРФИЗМ

В целом на исследованной территории преобладает зеленосланцевая фация регионального метаморфизма; более высокие – эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая на современной поверхности имеют место в Уфалейской СФЗ (одноименный антиклинорий), где обнажающиеся метаморфические образования стратифицированы как нижнепротерозойские слюдяногорская свита и уфалейский комплекс. Они представлены плагиогнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Кроме того, в амфиболитовой фации метаморфизованы вещественные комплексы верхней части архейско-раннепротерозойского фундамента, вскрываемые скважинами в платформенной территории листа – большечеремшанская серия и унийская толща, представленные кристаллическими сланцами и гнейсами переменного состава. Более детально стратифицированные метаморфические образования охарактеризованы в гл. «Стратиграфия».

В границах листа О-40 выделяется один нестратифицированный метаморфический комплекс – **белогорский гнейсово-амфиболитовый** ( $gaV,bl$ ).

Совместно с Кытлымским плутоном и Косьвинским массивом метаморфиты белогорского комплекса образуют крупный тектонический блок в составе Конжаковской подзоны Хордюско-Конжаковской СФЗ. Комплекс представлен различными типами разрезов, в которых постоянным компонентом являются амфиболиты с зонами, содержащими гранат. Важным компонентом разрезов комплекса являются гнейсы двуслюдяные и биотитовые, среди которых встречаются ставролит- и ганатсодержащие разновидности; присутствуют кристаллосланцы эпидот-альбит-амфиболовые. Хр. Катмышер сложен кытлымитами – диафторированными роговиками по метабазитам.

А м ф и б о л и т ы белогорского комплекса умеренномагнезиальные, умереннотитанистые, в соответствии с химической классификацией, принадлежащие к базальтам и андезибазальтам. По отношению Na/K породы относятся к калиево-натриевой серии. На дискриминационных диаграммах фигура-

тивные точки составов располагаются в полях толеитовой (островодужной и океанической) и известково-щелочной серий.

Ортогнейсы по химическому составу относятся к низкокалиевым, умереннотитанистым породам и соответствуют гранитам, реже – диоритам. На диаграммах соотношения Rb и Y + Nb, Yb + Ta (Пирс, 1984), фигуративные точки попадают в поле гранитоидов вулканических дуг. По соотношению Rb и K<sub>2</sub>O (Ферштатер, 1987), эти породы имеют базальтовое происхождение.

В районе пос. Кытлым, на близлежащем увале и в восточной оконечности хр. Катышер среди амфиболитов залегают биотитовые парагнейсы в виде прослоев мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров.

Состав белогорского комплекса отвечает различным геодинамическим обстановкам; вероятно, комплекс содержит блоки разновозрастных пород, в том числе не исключаются и палеозойские образования.

Возраст белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса обосновывается следующими данными (Петров и др., 2010).

1. Датировками по породам дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, прорывающим амфиболиты, Sm-Nd методом был установлен вендско-кембрийский возраст метаморфизма.

2. По гранатовым ортогнейсам, залегающим среди амфиболитов, Sm-Nd методом определен возраст метаморфизма, соответствующий  $573 \pm 46$  млн лет.

3. Из габбро-амфиболитов, прорывающих амфиболиты белогорского комплекса в районе северной оконечности Валенторской Сопки, по минералам и валовому составу получена Sm-Nd изохрона с возрастом  $574 \pm 54$  млн лет.

На основании этих данных возраст белогорского метаморфического комплекса принимается вендским.

## ФЛЮИДНО-ЭКСПЛОЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На геологической карте листа О-40 области распространения флюидно-эксплозивных образований выделены в виде фиолетовой штриховки, наложенной на стратифицированные отложения различного возраста. С ними связано *Рыбьяковское месторождение* алмазов в Александровском районе и *проявление Малая Порожня* в Горнозаводском районе Пермского края, а также участки с находками мелких алмазов и минералов-спутников.

Типоморфными породами флюидно-эксплозивных образований являются туффизиты и ксенотуффизиты, с которыми, как показали результаты обогащения, связан алмазный минерагенический потенциал. Ниже приводится описание этих пород по книге «Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья» (Лукьянова и др., 2011).

Макроскопически туффизиты и ксенотуффизиты имеют облик пестроцветных (шоколадных, бурых, буровато-желтых, табачных, голубовато-зеленых) глинистых или глинисто-песчаных пород, в разной мере обога-

ценных брекчиевидными и псевдогалечными обломками вмещающих терригенных, карбонатных и магматических пород.

Туффизитам свойственны пятнистая и линзовидно-полосчатая текстуры, обусловленные распределением как ксеногенного, так и магматогенного материала. Для пород характерна многофазность, сложная латеральная и вертикальная изменчивость, присутствие фрагментов пород предыдущих фаз, активная коррозия и перекристаллизация обломков, зависание блоков вмещающих пород. В отличие от осадочных и тектонических образований, туффизиты имеют активные контакты с многочисленными апофизами, содержат ксенолиты глубинных частей разреза и, как правило, оконтурены зонами осветления, перекристаллизации и взрывного дробления мощностью 20–50 м. Зоны флюидной проработки и инъецирования вмещающих пород могут достигать 100 м и более. В шлифах туффизиты характеризуются неоднородным составом, отраженным в сложном текстурном рисунке породы, образованном чередованием обломков, обрывков, линз и струй плохо смешиваемого материала, формирующего игнимбритоподобную структуру. Для них характерна флюидалность, подчеркнутая расположением включений, рудной пыли и ориентировкой многочисленных миндалевидных пустот, свидетельствующих о высокой флюидонасыщенности породы. Некоторые пустотки заполнены мелкими кристаллами идиоморфного кварца.

Ксеногенные составляющие образованы в результате взрывной дезинтеграции вмещающих пород. Обломки устойчивых пород и минералов часто имеют округлую форму с четким контуром и гладкой блестящей (леденцовой) поверхностью или неровные, коррозионные контуры. Наиболее крупные обломки (> 2 мм) представлены фрагментами алевритов, кварцитов, известняков, вулканитов, аргиллитов, жильного кварца. Псаммитовая фракция (0,05–2 мм) сложена тонкоперетертым материалом этих пород и большим количеством кластического кварца с реакционными контурами, часто гранулированного, нередко сильнотрещиноватого или раздробленного, содержащего полосы деформации, иглы рутила и планарно-деформационные элементы, ориентированные в трех-шести направлениях. В алевритовой фракции (< 0,05 мм) преобладает кластический оскольчатый кварц.

Обломки пород и минералов растащены, частично замещены или полурастворены, сцементированы агрегатом хлорит-гидрослюдистого, кремнистого или карбонат-гидрослюдистого состава, в разной мере обогащенным новообразованным кварцем, рудными и акцессорными минералами (гематит, пирит, лейкоксен, оксиды марганца, циркон, турмалин, анатаз). Округлые зерна новообразованного кварца, очевидно, выполняющие миндалины, содержат слюдяные или газовой-жидкие включения, термобарогеохимические исследования которых, проведенные Е. В. Толмачевой (ВСЕГЕИ), свидетельствуют о кристаллизации кварца в условиях декомпрессии при температуре 300–350 °С и давлении 0,5–1 кбар.

Магматогенные составляющие туффизитов представлены апопелловыми или апокриптолавовыми массами (частично замещенными в процессе гидротермальной аргиллизации смешаннослойным иллит-смектитом высокотемпературной полиморфной модификации – 2M1); отмечаются тневые брекчиевые, игнимбритовые, рогульчатые, порфириновые или микролитовые структу-

ры. При детальном петрографическом исследовании при большом увеличении в отраженном свете на микрозондовом анализаторе выявлены лейсты и кристаллы калиевого полевого шпата, не замещенные вторичными минералами.

По данным рентгенофазового анализа, калиевый полевой шпат соответствует  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  и его содержание в породе достигает 5–7%. Характерна интенсивная лейкоксенизация и гематитизация материала, присутствие рутила, двупреломляющего ильменита, хромшпинели, турмалина, монацита, циркона, иногда альмандина, корунда, муассанита.

В пределах всех выявленных алмазоносных и потенциально алмазоносных участков исследованного района, а также на Рыбьяковском месторождении породы туффизитового комплекса петрографически и петрохимически однотипны и соответствуют эталонным аналогам, выявленным в Вишерском районе [145, 94]. Низкотемпературные метасоматические процессы часто проявлены во вмещающих теригенно-карбонатных и вулканогенных породах, образуя мощные зоны, сопряженные с туффизитовыми телами.

Пепловые туффизиты содержат разноразмерные (0,05–2,2 мм) угловато-неправильные обломки витрокластов, обрывки и фьяммеподобные обособления флюидальных афировых лав, пластинчатые выделения, по видимому, представляющие собой псевдоморфозы по флогопиту, редкие псевдоморфозы по оливину, пироксенам, амфиболам (гидрослюдистые, селадонитовые, хлоритовые, тальковые, карбонатные, рудные), измененные лапилли. Фрагменты часто сильно деформированы и растянуты по флюидальности, что свидетельствует об их пластичном состоянии в момент формирования породы. Пепловые частицы спекаются или связываются тонкопепловым материалом того же состава, ориентированным согласно флюидальности. Преобладание тех или иных фрагментов в составе пород позволяет выделять витрокристалло-, литокластические и игнимбритовые различия пепловых туффизитов.

Криптолавовые туффизиты (игниспумиты) характеризуются порфировой или афировой структурой с гиалиновым, реже микролитовым матриксом, насыщенным струйчатыми миндалинами, выполненными кварцем, кристобалитом или карбонатом. Вкрапленники представлены флогопитом, оливином, возможно, пироксеном, амфиболом, псевдоморфнозамещенными волокнистым гидрослюдистым агрегатом (иддингситом или рудными минералами). Матрикс иллит-сметтитового состава с примесью дисперсного лейкоксена и гётита может содержать микролиты флогопита, санидина, карбоната, формирующие трахитоидную микроструктуру.

Текстура лавоподобных пород отчетливо флюидальная, образована ориентированным расположением вкрапленников, сплюснутых миндалин, обтекаемых микроструйчатым матриксом.

Как правило, в составе лавоподобных туффизитов участвуют две-три разновидности лав, формирующие отдельные фазы, отличающиеся цветом, структурой и составом слагающего их материала; он ведет себя как типичная маловязкая лава: течет, кливажирует, сминается. Порода нередко содержит автолитовые обособления и обломки карбонатизированных глубинных(?) пород. Они сложены на 50–90% разноразмерными обломками вмещающих по-

род, зернами обломочного и новообразованного кварца, погруженными в бурый, часто плохо просвечивающий смектит-гидрослюдистый агрегат, проявляющий реликтовую пепловую, игнимбритовую или лавокластическую структуру, насыщенный рудной пылью.

Брекчии ксенотуффизитов образуют тела значительной протяженности, сложенные в разной мере перемещенным и проработанным материалом вмещающих пород. Они представлены обломками (песчаными, алевролитовыми, брекчиевыми, псевдогалечными) дезинтегрированных материнских пород, связанных гётит-кварц-гидрослюдистым (кварц-хлоритовым, кремнистым, карбонат-гидрослюдистым) цементом, представляющим собой туффизит.

Зоны гидротермально измененных и аргиллизированных пород с характерной симметричной зональностью и минеральными новообразованиями (дипирамидальный кварц, пирит, ортоклаз, гидрослюда 2M1, каолин, шамозит, хлорит, халцедон) образовались в результате широкого развития процессов гидротермальной проработки и кремнекислого метасоматоза, наложенных на внедренные и вмещающие породы. Температура процесса аргиллизации составляет 150–250 °С (по данным декрипитации газовой-жидких включений новообразованного кварца из аргиллизитов). В этих температурных пределах туффизиты и вмещающие породы глинизируются под действием крайне агрессивных аргиллизующих растворов, насыщенных  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CO}_2$ , K, Cl, S, F, Ti, Fe, H.

Аргиллизиты образуют зоны с нерезкими контактами, оконтуривающие тела туффизитов, а также реликтовые фрагменты внутри туффизитовых тел. Внешне часто не отличимые от туффизитов, аргиллизиты представляют собой пластичные линзовидно-полосчатые глинистые породы, образованные в результате метасоматической проработки глинистых сланцев и алевролитов. Породы сложены тонкодисперсным хлорит-гидрослюдисто-каолиновым агрегатом, в разной степени обогащенным мельчайшими зернами кварца, гидроксидами железа, пиритом, часто содержат дипирамидальный кварц, ортоклаз, акцессорные анатаз и циркон. Состав аргиллизитов достаточно однороден – им не свойственно присутствие чужеродных обломков и округлого кварца, выполняющего миндалины. Полосчатые текстуры являются отражением слоистости и неоднородности первичных пород, в меньшей степени – результатом послынного проникновения гидротермальных флюидов. При наложении процессов аргиллизации на карбонатные породы происходит формирование метасоматических мергелей.

Тонкопепловый состав, высокая пористость и флюидонасыщенность определили широкое развитие процессов преобразования туффизитов в условиях аргиллизитовой фации кремнекислого метасоматоза, сопровождаемых глинизацией, хлоритизацией, пиритизацией, гематитизацией, окварцеванием пород. Большое количество ксеногенной примеси и интенсивность метасоматических и гипергенных преобразований определяют высокую степень сходства туффизитов с осадочными породами.

Однако присутствие псевдоморфоз по флогопиту и оливину, калиевая щелочность пород, повышенные содержания некогерентных элементов, характер распределения РЗЭ, специфическая акцессорная минералогия (присут-



ствии алмазов, гранатов и хромшпинелидов алмазоносного парагенезиса) свидетельствуют о принадлежности туффзитов к породам кимберлит-лампроитового ряда (щелочно-ультраосновного состава с калиевой специализацией).

В Горнозаводском районе туффзиты и ксенотуффзиты слагают дайки протяженностью до 6 км, жилы и силлы. Наиболее детально они изучены и опробованы при поисковых работах на алмазы, проводившихся ЗАО «Пермгеологодобыча» в пределах лицензионного участка Малая Порожная. На этом участке комплекс представлен туффзитами и ксенотуффзитами, распространенными в краевых частях малопорожененского тектонического блока, надвинутого с северо-северо-запада на палеозойские структуры.

Поступление флюидогенного материала происходило по разломам и надвигам с расширением выходов у поверхности. Флюидно-эксплозивные образования были вскрыты многочисленными канавами, скважинами, грейферными и картировочными шурфами.

За 16–18 лет, прошедших с момента открытия, эндогенные глинизированные образования, прорывающие осадочные комплексы пород различного возраста, называли по-разному: песчаные туфы, туффзиты, вишериты, интрузивные пирокластиты, флюидизаты, флюидолиты, флюидогенные брекчии. Единого понимания природы этого процесса пока нет, хотя предлагаемые генетические схемы достаточно близки друг к другу.

Возможно, флюидно-эксплозивные процессы проявлены значительно шире, разнообразнее по составу, глубине образования и полезным ископаемым, с ними связанным. В настоящее время брекчиевидные образования, интерпретируемые как флюидно-эксплозивные, установлены на многих крупных промышленных месторождениях золота, серебра, меди, алмазов, урана, железа, флюорита, барита, редкоземельных элементов и других полезных ископаемых.

Как было сказано выше, флюидно-эксплозивные образования внедряются в породы разного возраста. Так, в районе пос. Ненастье (лист О-40-XXXIV) они прорывают терригенно-карбонатные породы филипповской свиты нижней перми. Преобладающими минералами тяжелой фракции шлиховой пробы, отобранной из этих пород, являются ставролит и кианит.

В районе г. Чайковский (лист О-40-XXV), как и в районе пос. Красные Горки (лист О-40-XXVI), флюидолиты прорывают терригенные отложения уржумской свиты среднепермского возраста. Каналы флюидизации крутопадающие с проявлениями медной зелени.

В районе пос. Юг старательскими штольнями начала прошлого века вскрыты слюдястые флюидогенные брекчии, развитые вдоль сместителя надвига восток-северо-восточной ориентировки в терригенных породах шешминской свиты нижней перми. С брекчиями связана медная минерализация, а также серебро (до 14,7 г/т), золото, платина и палладий.

На междуречье Лолог–Вурлам (лист О-40-I) они инъецируют отложения триаса. В районе пос. Усть-Игум (лист О-40-X) глинизированные флюидолиты прорывают флористически охарактеризованные отложения неогена и палеогена.

В области распространения нижнепермских отложений к востоку от ст. Сарга (лист О-40-XXX) в бульдозерных канавах и придорожных выемках флюидогенные брекчии фиксируются среди конгломератов бисертской свиты нижней перми. По данным занимавшегося их изучением длительное время Н. А. Мамина, с ними связана промышленная золотоносность как коренных, так и аллювиальных комплексов пород. Здесь же отмечается наличие знаков платины (до 1,5 мм) и минералов-спутников алмаза в пробах, что в совокупности с золотом усиливает поисковую значимость этого участка.

---

---

## ТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ

Территория листа О-40 принадлежит к двум крупным (надпорядковым) элементам земной коры – **Восточно-Европейской платформе (ВЕП)** и **Урало-Новоземельскому складчатому поясу**, представляющему западную часть Урало-Сибирской эпигерцинской области завершенной складчатости, обнажающуюся на современном срезе. Эти регионы различаются возрастом и строением фундамента, составом и мощностью платформенного чехла, отражающими особенности их геоэволюции.

На границе платформы и собственно складчатой системы выделяется переходная зона – Предуральский краевой прогиб, заложенный на погружавшемся под Варисский орогенный пояс краю Восточно-Европейской платформы и выполненный продуктами денудации Уральского горного сооружения. Палеопрогиб представлял собой отрицательную структуру, компенсационную формировавшемуся на востоке горному кряжу.

### **Восточно-Европейская платформа (Русская плита)**

#### **Строение фундамента**

Кристаллический гранитогнейсовый фундамент Русской плиты прослеживается скважинами на глубинах от 1468 м до 10 км и более и погружается в восточном направлении. На исследованной территории он вскрыт 13-ю скважинами на глубинах от 1468 (Северо-Мыйская скв. 1) до 3525 м (скв. 7 Низовского профиля). Судя по данным бурения, кристаллический фундамент сложен смятыми в складки гнейсами, амфиболитами и мигматитами архея-нижнего протерозоя, включающими интрузии основного состава. Эти образования формируют беломорско-карельский структурный этаж. Изометричный характер гравитационных и магнитных аномалий в фундаменте платформы позволяет выделять предположительно беломорские массивы (докарельские ядра консолидации – Коми-Пермяцкий, Камский и др.), спаянные зонами карельской складчатости, уверенно выделяемыми по линейному характеру гравимагнитных аномалий.

Кристаллический фундамент разбит на блоки разновозрастными разломами, особенно интенсивно – в южной половине исследованной территории. Блоковое строение фундамента находит отражение и в строении осадочного чехла Русской плиты.

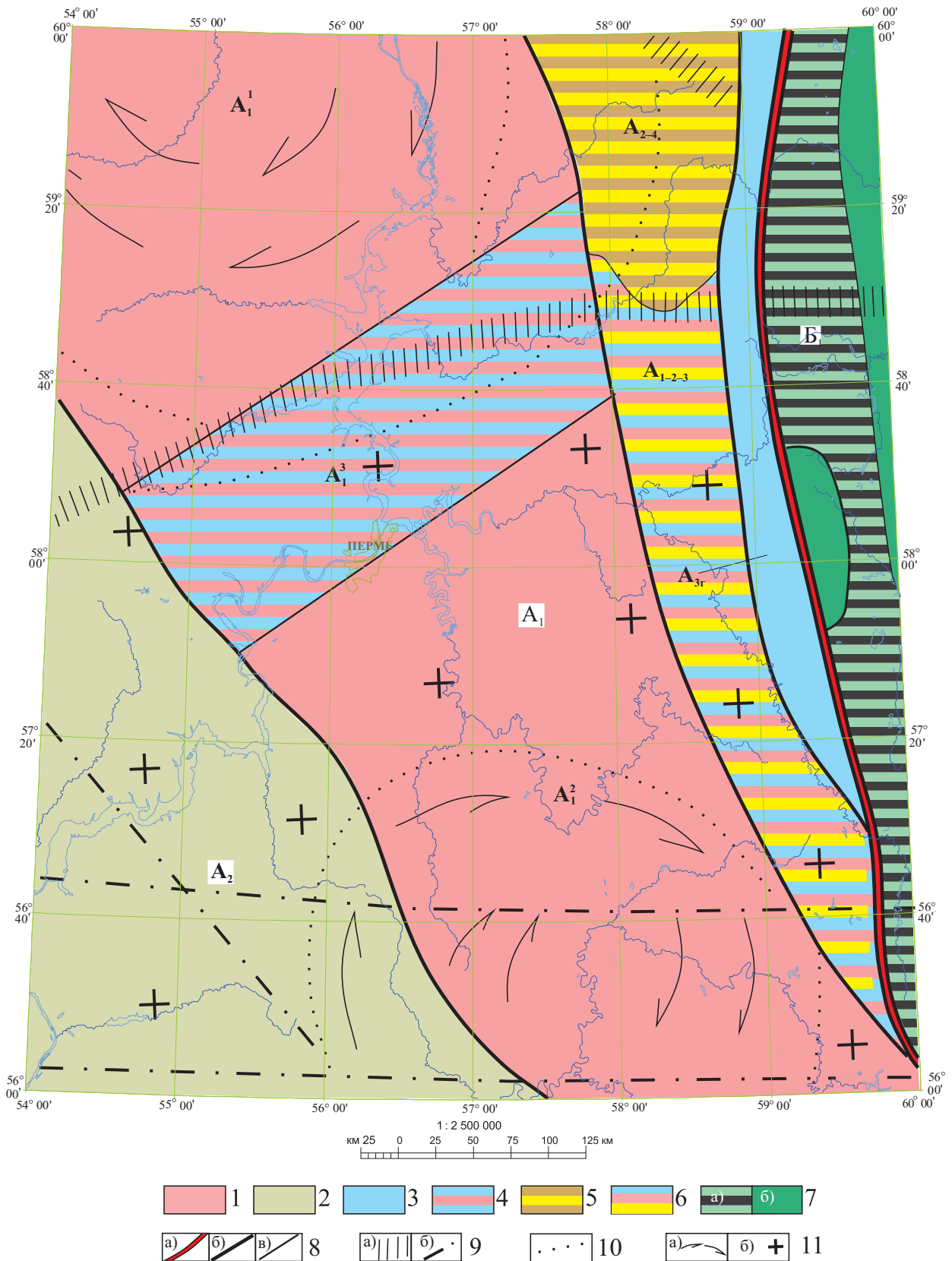
На поверхности фундамента выделяются субмеридиональные системы поднятий, имеющих, как правило, тектонические контакты и разделяющихся структурами типа авлакогенов. В границах характеризуемой территории выступы кристаллического фундамента образуют Камско-Башкирскую субмеридиональную систему поднятий с различной мощностью чехла в отдельных ее частях, выделяемую по геофизическим данным (Н. Г. Берлянд, 2007 г.) как Камско-Башкирская глубинная мегазона (КБГМ). В современном плане земной поверхности КБГМ соответствует северо-восточной части Волго-Уральской антеклизы (включая *Камский*, *Пермский своды* и северную часть *Башкирского свода*, разделяющие их *Чермозскую* и *Бабкинскую седловины*), а также захватывает территории *Соликамской*, *Юрюзано-Сьлвенской впадин* и *Кунгурско-Чусовского поперечного поднятия* Предуральского прогиба (Ю. А. Жуков, 1981 г.). Строение коры этой глубинной мегазоны изучено по пяти пересекающим ее профилям ГСЗ [9]. Гравитационное и магнитное поля мегазоны характеризуются общим повышенным уровнем и наличием кольцевых аномалий диаметром от 150 до 300 км, осложненных и нарушенных линейными аномалиями субширотного, субмеридионального и северо-восточного простираний.

По особенностям строения КБГМ подразделяется на Камскую, Пермскую и Башкирскую глубинные зоны. Камской и Башкирской глубинным зонам соответствуют сводовые поднятия кристаллического фундамента. Глубинное строение этих зон в целом достаточно сходно; земная кора их относится к внутрикратонному подтипу (рис. 6).

Камской глубинной зоне соответствует одноименное сводовое поднятие архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, выявленное сейсморазведкой и бурением (глубокая скв. Усть-Черная 18, скважины Низовская 7, Старцево 1 и др.). В центральной, наиболее приподнятой части поднятия кристаллический фундамент залегает на глубине 1,6–2,0 км, постепенно погружаясь в северо-восточном и восточном направлениях. У границы с передовыми складками Урала фундамент залегает на глубинах 5000–5300 м. В пределах Камского свода на современном эрозионном срезе располагаются одноименная платформенная моноклираль, сложенная верхнепермскими отложениями, и (частично) Соликамская впадина Предуральского краевого прогиба, выполненная пермскими молассоидными осадками с залежами каменной соли.

К Камскому своду приурочены наиболее высокий в мегазоне уровень поля тяжести, кольцевые гравитационная и магнитная аномалии, совпадающие с ним в плане. Этот свод является наиболее погруженным (глубина порядка 2–3 км) выступом фундамента с маломощным или полностью эродированным платформенным комплексом доплитного (рифейско-нижневендского) этапа развития территории. Кора Камской зоны по своим параметрам, приподнятому залеганию поверхности верхней коры, равновесному строению, наиболее простой и стабильной структуре является типичной корой кратонов [9].

В теле древнего кристаллического фундамента к Камскому своду приурочено архейское гранулитовое ядро, выявленное В. Н. Зандером (1967 г.) на основе комплексного анализа гравитационного и магнитного полей и затем



**Рис. 6. Районирование территории по типу глубинного строения коры (по Н. Г. Берлянд, 2007 г.).**

I. *Континентальный тип коры.* 1.  $A_1$  – Камско-Башкирская глубинная мегазона с корой внутрикратонного подтипа (AR–PR<sub>1</sub>). Зоны:  $A_1^1$  – Камская,  $A_1^2$  – Башкирская; 2.  $A_2$  – Куединская глубинная мегазона с корой перикратонного подтипа (RF<sub>1</sub>); 3.  $A_3$  – Центральноуральская глубинная мегазона с корой рифтового подтипа,  $A_{3r}$  – Каменногорская зона (RF<sub>3</sub>–V). Переходные зоны с корой сложного строения: 4.  $A_1^3$  – Пермская зона с корой внутрикратонного и рифтового подтипов (AR–PR<sub>1</sub>); 5.  $A_{2-4}$  – Кваркушская зона, представленная двумя подтипами коры: регенерированным внутрикратонным и перикратонным (RF<sub>2</sub>–V); 6.  $A_{1-2-3}$  – Чусовская зона, объединяющая кору трех подтипов: внутрикратонного, перикратонного и рифтового (PR<sub>1</sub>–V).

II. *Островодужный тип коры.* 7.  $B_1$  – Тагильская глубинная мегазона: а) зона приподнятого ультрабазит-базитового основания островной дуги; б) зона погруженного основания. 8. Глубинные тектонические швы, разграничивающие: а) области с разным типом коры, б) мегазоны с разными подтипами коры, в) зоны; 9. Глубинные разломы: а) трансрегиональные, б) прочие; 10. Границы мегакомплексов в теле нижней коры (AR–PR<sub>1</sub>); 11 а) чарнокит-эндербит-гранулитовых, б) гранитогнейсовых.

подтвержденное бурением. Слагающие это ядро породы отличаются повышенными значениями средней плотности ( $2,90 \text{ г/см}^3$ ) и намагниченности ( $2500\text{--}4200 \times 10^{-6}$  ед. СГС), чем обуславливается общий повышенный уровень обоих полей Камской глубинной зоны. В то же время породы фундамента разнообразны по своим физическим параметрам: плотность меняется от  $2,70$  до  $3,25 \text{ г/см}^3$ , магнитная восприимчивость – от  $0$  до  $5000\text{--}6000 \times 10^{-6}$  ед. СГС.

В зоне имеют место конформное строение границ раздела в земной коре и соответствие между рельефом поверхности древнего кристаллического фундамента и его внутренним строением: архейский гранулитовый массив приурочен к сводовому поднятию поверхности фундамента. Это свидетельствует о том, что кора зоны была сформирована в архее и не претерпела в дальнейшем существенной перестройки.

Башкирская зона в гравитационном поле выражена слабым региональным максимумом и кольцевой аномалией, распространяющейся за пределы КБГМ. Ее глубинное строение в целом сходно с Камской глубинной зоной.

Пермская глубинная зона, разделяющая Камскую и Башкирскую, имеет линейный характер с северо-восточным простиранием. В плане она соответствует Пермскому выступу («вершине» Пермско-Башкирского свода) и Кунгурско-Чусовской седловине Предуральяского прогиба; северо-восточным своим окончанием зона заходит в пределы Западного Урала. В рельефе кристаллического фундамента Пермская глубинная зона представляет собой систему горстов и грабенов с амплитудой уступов  $0,2\text{--}1,0$  км. Кора зоны обладает повышенной основностью, в разрезе преобладает нижняя кора и присутствует корово-мантийный слой мощностью  $5\text{--}10$  км. Кора этой зоны в сравнении с другими зонами более расслоена (прослежено от четырех до пяти сейсмических границ) и разбита разломами на многочисленные блоки. По данным Н. Г. Берлянд [9], кора Пермской зоны сформирована в результате процессов континентального рифтогенеза в раннем протерозое и относится к подтипу, переходному от внутрикратонного к рифтовому.

Сейсмическими методами на поверхности кристаллического фундамента Пермской зоны выявлены тектонические нарушения северо-восточной ориентации, прослеживающиеся как в консолидированной коре, так и в чехле, где они иногда выражены валами и валообразными зонами. Эти нарушения, вероятно, являются проявлением глубинных разломов, вмещающих и транспортирующих глубинные магматические образования (в том числе – мантийное вещество), о чем свидетельствуют приуроченные к Пермской линейной глубинной зоне проявления щелочно-ультраосновных пород – кимберлитов и лампроитов, перспективных на алмазы.

По строению земной коры Пермской зоны и ее физическим параметрам, с учетом рекомендаций, площадь перспективна на вмещение продуктивных кимберлитов и лампроитов. В районе мантийного шва между Пермской и Кваркушской глубинными зонами выявлено Рыбьяковское эндогенное месторождение алмазов мезозойско-кайнозойского возраста [298].

## Строение чехла

По материалам В. П. Кирикова и К. Э. Якобсона [24], чехол Русской плиты, залегающий на фундаменте с резким угловым несогласием, начал формироваться в рифее – сначала в условиях авлакогенного, а затем плитного тектонических режимов. В соответствии с этим выделяется среднерифейско-нижневендский авлакогенный чехол, представляющий верхнюю часть рифейско-нижневендского структурного этажа и соответствующий раннебайкальской стадии развития складчатых систем. К нижней части этого структурного этажа (нижнерифейскому подэтажу) относятся вещественные комплексы Калтасинского авлакогена (ЮЗ угол территории листа), образование которого связывается с раннерифейской переходной (протоплатформенной) стадией развития. Огромный Калтасинский авлакоген (размеры в пределах листа составляют  $240 \times 70-80$  км) осложнен многочисленными локальными выступами, впадинами и седловинами. От Камской моноклинали на севере и от Чёрмоозской седловины и Пермского выступа на северо-востоке он ограничен разломами. Восточная граница наиболее контрастно выражена на стыке авлакогена с Кунгурско-Красноуфимским выступом в районе его юго-восточного склона. Наибольшая глубина погружения Калтасинского авлакогена фиксируется южнее Ножовского и Осинского выступов, где абсолютные отметки поверхности фундамента достигают минус 10 500 м. На фоне впадин поверхности фундамента, таких как Осинская, Сарапульская, Куединская, Верещагинская, выделяются структурные выступы Бородулинский, Ножовский, Осинский, Батырбайский, Маячный в виде локальных воздыманий на 1–2 км, часто ограниченных разломами.

Структурно-вещественный комплекс (СВК), характеризующий авлакогенную стадию развития, включает и мелководные карбонатно-терригенные формации верхнего рифея, и вендские формации континентальной и лагунно-континентальной молассы краевого прогиба, нивелирующие рельеф фундамента и образующие типичные платформенные структуры с небольшой амплитудой и без ясно выраженного простираия. Эпейрогенические движения привели к обращению дорифейского структурного плана таким образом, что если нижние горизонты венда еще имеют тенденцию сравнительно крутого падения в северо-восточном направлении, то уже по его кровле это падение значительно выполаживается или наблюдается обратная картина, что находит отражение в современных структурах чехла. Мощность карбонатно-терригенных отложений в осевой зоне Калтасинского авлакогена достигает 6,5 км.

Поздневендское время знаменует начало плитного режима развития платформы. Вендская трансгрессия способствовала нивелированию поверхности фундамента и определила начало формирования верхневендско-неогенового структурного этажа [26]. Верхневендские терригенные отложения залегают на рифейско-нижневендских комплексах с размывом, их мощность возрастает с запада на восток, достигая 1160 м (скв. 7 Низовского профиля).

Верхневендско-неогеновый структурный этаж на платформе подразделяется на структурные ярусы [24]: верхневендско-нижнекем-

брийский, кембрийско-нижнедевонский, девонско-нижнетриасовый, средне-триасовый–нижнемеловой и верхнемеловой–неогеновый. На современном эрозионном срезе в границах территории листа О-40 развиты в основном комплексы девонско-нижнетриасового структурного яруса, перекрываемые фрагментарно развитыми отложениями верхнемелового–неогенового возраста.

### Тектоническое районирование

Тектоническое районирование территории базируется на основе обобщения большого количества геолого-геофизических материалов, накопившихся за последние десятилетия [271] и существенно уточнивших границы и строение выделяемых структур различного ранга.

Основным структурным элементом ВЕП на территории листа О-40 является Волго-Уральская антеклиз. Эта структура I порядка совпадает с одноименным мегаблоком фундамента, называемым иногда *Волго-Камским щитом* [24]. Волго-Уральский мегаблок представляет собой крупнейшую на ВЕП гранулитогнейсовую область, сложенную высокометаморфизованными породами архейского возраста, слабо переработанными в раннем протерозое. Главным структурным элементом мегаблока являются гигантские (до 400 км) гранитогнейсовые кольцевые структуры, разбитые системами разнопорядковых разломов. Краткая характеристика этих структур и слагающих их комплексов приведена выше.

В пределах Волго-Уральской антеклизы на характеризуемой территории выделяются несколько положительных и отрицательных структур II порядка: Пермский и Башкирский своды, Верхнекамская, Висимская и Бымско-Кунгурская впадины и Камская моноклиналь, соответствующая юго-восточному склону погребенного Камского свода. По мнению Ю. А. Жукова (1980 г.), эти структуры в той или иной мере связаны с морфологией поверхности фундамента.

*Пермский свод* (5) на геологической карте выделяется по отсутствию татарских (верхняя пермь) отложений. Свод является гетерогенной структурой, консолидировавшейся в послераннепермскую эпоху; он соответствует Краснокамскому блоковому выступу фундамента.

*Башкирский свод* (6) в основном располагается на территории Башкортостана, глубина залегания фундамента – 10–12 км. На территорию листа О-40 попадает только северная его часть, граница северной оконечности Башкирского свода проходит по Капканской зоне. В нижнепермском структурном ярусе в юго-восточной части свода выделяется крупный Кунгуро-Уфимский выступ, на современной поверхности представленный Уфимским плато. Северная часть этого выступа тяготеет к западной части одноименного поднятого блока фундамента.

*Верхнекамская впадина* (1) является гетерогенной наложенной структурой, которую в связи со значительными размерами можно классифицировать как синеклизу. На характеризуемой территории впадина представлена своей восточной частью и прослеживается в виде субмеридиональной полосы вдоль



западной рамки листа. По данным Ю. А. Жукова (1980 г.), заложение ее произошло в пашийско-кыновское время, а наиболее четко она выражена по пермским отложениям, которые здесь, в сравнении с Пермским и Башкирским сводами, погружены на 500–700 м. Верхнепермские отложения имеют западное падение, тогда как подстилающие их палеозойские комплексы регионально падают на восток.

*Висимская впадина*, отделяющая Камский погруженный свод от Пермского, хорошо выражена в кровле артинского яруса. Формирование структуры началось в венде, а в современном виде она оформилась в мезозое. Амплитуда погружения – около 200 м. Осложняющие впадину валы и валообразные поднятия субмеридионального или широтного простирания нефтеносны и представляют собой структуры облекания верхнедевонско-турнейских рифов. Впадина разделяется на два самостоятельных структурных элемента III порядка: западная часть ее шириной 20–30 км, включающая в себя Воскресенский вал, выделяется как *Ракишинская седловина* (3), а восточная, примыкающая к Соликамской депрессии, относится к *Чермозской моноклинали* (4).

*Бымыско-Кунгурская впадина* также разделяется на две самостоятельные структуры III порядка: западную *Бабкинскую седловину* (7) и восточную *Кунгурскую моноклинали* (8). Бабкинская седловина граничит с Верхнекамской впадиной, вобрав в себя южную часть Осинского вала, Батырбайский выступ и Дубовогорскую террасу.

Границы моноклиналиных склонов в сторону Урала, прослеживаемых по структурным планам терригенных отложений тиманского и тульского горизонтов, в результате геолого-геофизических исследований и буровых работ последнего десятилетия были существенно уточнены. В частности, была выявлена гряда артинских рифов, к востоку от которой существенно меняются фациальный состав и мощность отложений нижней перми. Возникает западная граница Предуральского прогиба, определившая отмежевание Чермозской и Кунгурской моноклиналией от депрессий краевого прогиба.

*Камская моноклинали* (2) соответствует юго-восточному склону одноименного погруженного свода. Слагающие ее палеозойские отложения практически не дислоцированы и полого (1–3°) погружаются на юго-запад.

Осадочный чехол в пределах Восточно-Европейской платформы осложнен структурами типа валов (Кочевский, Кудымкарский, Верещагинский, Краснокамский и др.) или валообразных зон (Киенгопско-Ножовская, Мазулинская и др.) тектонического происхождения, большинство из которых, по мнению исследователей [119], приурочено к разломам фундамента.

## **Урало-Новоземельский складчатый пояс**

Согласно современным представлениям, Урал является покровно-складчатым сооружением, в строении которого, кроме автохтонных, участвуют аллохтонные структуры, присутствуют элементы рифтогенных, обдуктивных и субдуктивных структур и комплексов. В соответствии с этим, его строение рассматривается как результат сочетания процессов растяжения и сжатия литосферы, сопровождавшихся крупными горизонтальными и вертикальными

перемещениями и взаимодействием ее отдельных сегментов. В настоящее время считается бесспорным приоритет горизонтальных перемещений вещественных комплексов, что привело к созданию чешуйчато-надвиговой модели строения Уральского подвижного пояса взамен ранее существовавшей складчато-блоковой. Большой вклад в создание новой тектонической концепции внесли В. В. Юдин (1974–1992 гг.), В. Н. Пучков (1971–1979 гг.), Л. Н. Беляков и Б. Я. Дембовский (1981–1985 гг.) и др.

Общепринято, что структура Уральской складчато-надвиговой системы сформировалась главным образом в каледоно-герцинский (верхнекембрийско-триасовый) этап развития и моделирована активизационными процессами в верхнем мелу–палеогене (эпиплатформенный орогенез) и раннем неоплейстоцене.

В строении складчатого пояса принимают участие вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы в возрастном диапазоне от раннего протерозоя до кайнозоя, в различной степени дислоцированные и метаморфизованные.

В вертикальном разрезе выделяются четыре структурных этажа: архейско-нижнепротерозойский, рифейско-среднекембрийский, верхнекембрийско-триасовый и мезозойско-кайнозойский.

Структурно-вещественный комплекс архейско-нижнепротерозойского (беломорско-карельского) структурного этажа на характеризуемой территории обнажается незначительно в северной части Уфалейского антиклинория (у южной рамки листа), где он представлен амфиболитами, гнейсами и кристаллическими сланцами уфалейского комплекса и слюдяногорской свиты (мигматит-амфиболит-гнейсовая формация), картируемыми на современном срезе в виде двух участков, незначительных по площади и внemasштабных для тектонической схемы.

Рифейско-среднекембрийский (байкальский) структурный этаж представляет основание складчатой системы; он сложен средне-рифейско-среднекембрийским вулканогенно-осадочным СВК, сформированным в условиях континентально-рифтового режима или на шельфе пассивной окраины; традиционно эти образования называются доуралидами [26]. На современном срезе в границах характеризуемого листа они развиты в осевой зоне Урала в пределах *Кваркушско-Каменногорского* (16), *Вишерско-Кутимского* (17) и *Уфалейского* (18) антиклинориев Центрально-Уральского мегантиклинория, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации. Фрагменты мелких антиклиналей, сложенных допалеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами, картируются на западном склоне в аллохтонных пластинах и в автохтоне Западно-Уральского мегамоноклинория. Основными для этого уровня являются метаморфизованные формации смешанного терригенно-базальтоидного состава, причем вулканиды нередко со щелочным уклоном. В основании верхнерифейского разреза картируется песчаная олигомиктовая (фалаховая) формация.

Интрузивные комплексы в образовании этого структурного этажа весьма разнообразны по составу: от ультраосновных и основных (формации: железистых перидотитов, дунит-клинопироксенит-габбровая) до кислых и щелочных (формации: тоналит-плагиогранитовая, гранодиорит-гранитовая, монцодиорит-граносиенит-аляскитовая); многочисленны дайки габбродолеритов.

Верхнекембрийско-триасовый (каледоно-герцинский) структурный этаж в масштабах всего складчатого пояса представлен вулканогенно-осадочным СВК, вмещающим разновозрастные интрузии пестрого состава и соответствующим полному циклу развития складчатого сооружения. Эти отложения дислоцированы, метаморфизованы (зеленосланцевая–амфиболитовая ступени) и традиционно называются уралидами. Верхнекембрийско-триасовый СВК залегает на доуралидах со стратиграфическим и структурным несогласием.

В основании разреза верхнекембрийско-триасового СВК на Урале картируются терригенные континентально-рифтовые отложения с прослоями базальтоидов (рифтогенная базальтоидно-терригенная формация), формирующие нижний ( $C_3-O_2$ ) структурный ярус. Вверх по разрезу (средний структурный ярус) они сменяются на западе Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны шельфовыми песчано-доломитово-известняковой ( $O_2-D_1$ ), известняковой рифогенной и терригенно-карбонатной ( $D_1-C_3$ ) формациями Бельско-Елецкой СФЗ, уступающими место к востоку терригенно-кремнисто-глинистым, часто углеродсодержащим формациям континентального склона ( $O_3-D_3$ ).

На крайнем востоке территории листа (в Тагильском синклинии) каледоно-герцинский структурный этаж представлен средним структурным ярусом – существенно вулканогенными островодужными формациями ( $O_2-S_1$ ), вмещающими многочисленные интрузии различного состава – от ультраосновных до кислых.

Образования верхней ( $C_2-T$ ) части этого структурного этажа (позднегерцинский структурный ярус) развиты в Предуральском краевом прогибе, где они представлены мощной толщей терригенных флишеидных и молассовых осадков, в значительной степени угленосных.

Недислоцированные отложения юры, мела и кайнозоя, образующие четвертый мезозойско-кайнозойский структурный этаж, относятся к платформенному чехлу и развиты в пределах Уральской складчатой системы незначительно и локально. Они представлены преимущественно континентальными и морскими терригенными отложениями кайнозойского возраста и корами выветривания, формировавшимися в условиях платформенной стабилизации и эпиплатформенной тектонической активизации – в том числе эпиплатформенного орогенеза, сформировавшего Уральское горное сооружение.

Кайнозойские отложения залегают на юрско-меловых со стратиграфическим несогласием, а на образованиях верхнекембрийско-триасового структурного этажа – и с угловым несогласием.

### **Тектоническое районирование**

На территории листа О-40 в Уральском складчатом поясе выделяются следующие тектонические элементы I порядка (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона (мегамоноклиний), Центрально-Уральское поднятие (мегантик-

линорий), Тагильско-Магнитогорский синклиний. Ниже приводится краткая характеристика названных структур в соответствии с временем их заложения и этапностью эволюции складчатого пояса.

### *Предуральский краевой прогиб*

Эта мегаструктура, расположенная на границе Урала и Восточно-Европейской платформы, возникла в конце карбона–начале перми. На Южном и Среднем Урале заложение прогиба ознаменовалось накоплением флишеидной формации средне-позднекаменноугольного возраста, сменяющейся к западу депрессионной кремнисто-терригенно-карбонатной формацией. Собственно орогенные формации (молассы), как правило, согласно залегают на флишевых, депрессионных отложениях или прямо на карбонатном ложе прогиба.

Раннему этапу формирования Предуральского прогиба отвечало перикратонное опускание с образованием формаций и структур, близких к платформенным. В перми–триасе происходило интенсивное накопление орогенных комплексов, а наложение в ранней юре складчатых и дизъюнктивных деформаций окончательно сформировало современную структуру прогиба. В низах разреза выделяется сероцветная *морская моласса* (P<sub>1</sub>), представленная полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами и алевролитами с прослоями известняков и доломитов. К западу количество грубообломочных пород сокращается, а значение карбонатных возрастает. В северной части прогиба (на территории листа) в верхах разреза пермских орогенных осадков картируются лагунно-континентальные пестроцветные терригенные отложения, подстилающиеся терригенно-карбонатной гипсоносной и соленосной формацией (эвапоритовой?).

Орогенные молассоидные комплексы «выплескиваются» за пределы прогиба на платформу, однако на большей части западный борт прогиба проявлен достаточно четко. В процессе эволюции по внешней стороне желоба формировался структурный уступ, с течением времени смещавшийся к западу. В связи с этим западная граница прогиба не была постоянной во времени; положение ее фиксировалось грядами барьерных рифов, последовательно сменявшихся с востока на запад: ассельско-сакмарских (дуванских), сакмарских (тулумбасовских), саргинско-сылвенских. На современном эрозионном срезе западная граница прогиба большинством исследователей проводится по Суксунскому разлому, зачастую выраженному флексурой, и совпадает с гравитационной ступенью (Проворов, 1973 г.). Восточнее Суксунского разлома происходит резкое увеличение мощности кунгурских отложений. Восточную границу прогиба мы, вслед за В. В. Юдиным, проводим по зоне Главного Западно-Уральского надвига [200].

Предполагается, что прогиб изначально представлял собой крупную субмеридиональную структуру синклинорного типа; впоследствии (T<sub>3</sub>–J<sub>2</sub>?) она была расчленена приразломными поднятиями на ряд крупных впадин. В современном плане впадины представляют собой отрицательные структуры общей протяженностью около 450 км при ширине 50–80 км, линейно вытяну-

тые вдоль западного склона Урала. Они входят в состав регионального гравитационного минимума, при этом понижение напряженности поля прямо пропорционально мощности орогенного комплекса, обладающего аномально низкой плотностью [9]. Впадины имеют асимметричную форму, так как их оси расположены ближе к восточной границе структур.

Если по нижним горизонтам осадочного чехла впадины представляют собой единую моноклинал, погружающуюся под структуры Урала ( $2-5^\circ$ ), то по верхним горизонтам по степени дислоцированности каждая из них делится на две структурные зоны – Внешнюю и Внутреннюю, разграниченные системой надвигов [200]. Наиболее сложна по структуре приуральская Внутренняя зона, тогда как Внешняя, западная, характеризуется слабой дислоцированностью пород. На Среднем Урале и в частности на территории листа О-40 эта поперечная зональность выражена не столь отчетливо, как в северной половине прогиба.

Территория Внутренней зоны представляет собой частично перекрытую структурами Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны систему аллохтонов, которые, в свою очередь, приподняты над Внешней зоной и надвинуты на нее. Для аллохтонов характерно сочетание крупных линейных асимметричных складок с разрывами взбросо-надвигового типа. Генетическое единство их со структурами Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны несомненно. Аллохтоны Внутренней зоны простираются в субмеридиональном направлении, имея протяженность до 100 км при ширине 5–10 км; мощность их, по данным бурения и сейсморазведки, достигает 3–6 км. Складки аллохтонов представляют собой бескорневые линейные фронтальные антиклинали с восточным падением осевой поверхности, нормальным или опрокинутым западным крылом или дисплекаты почти без осложняющих складок. Они характеризуются амплитудами 0,1–1,5 км и уменьшением степени дислоцированности с глубиной [200]; восточные их крылья зачастую сорваны или перекрыты. Во Внешней зоне падение пород орогенных формаций к осевой части впадин заметно выполаживается.

Многие исследователи считают Предуральский прогиб автономной структурой, аргументируя свою позицию, главным образом, слабой дислоцированностью отложений его западной части (Внешняя зона). Мы относим краевой прогиб к Уральской складчатой системе на том основании, что выполняющие его отложения характеризуют орогенный этап развития последней и формировались за счет денудации ее доорогенных комплексов – то есть главным аргументом для нас является генетическое родство выполняющих прогиб отложений с Уралом, что в разное время подчеркивалось многими исследователями, в частности В. Н. Пучковым [134], В. В. Юдиным [200], В. П. Кириковым [24], О. А. Кондаиным [25] и др. Кроме того, что прогиб выполнен орогенными формациями Уральского мегакомплекса [25], при определении авторской позиции учитывались и структурные аспекты, подчеркивавшиеся в свое время Ю. В. Казанцевым, а именно: согласованность простираемый основных структур складчатой области и краевого прогиба, одинаковый характер дислокаций и совпадение основных этапов тектогенеза. Уменьшение степени дислоцированности орогенных комплексов (надвиги и связанная с ними складчатость) в направлении с востока на запад является вполне понятным и

закономерным и связано с удалением от «энергетического источника», генерировавшего тангенциальные напряжения [77]. Следует отметить, что авторы настоящей работы не являются пионерами в этом вопросе: Предуральский прогиб относили к Уралу такие выдающиеся ученые, как Ю. Д. Смирнов [156], А. В. Пейве [127], В. М. Нечеухин, Н. Г. Берлянд, В. Н. Пучков и др.

На характеризуемой территории Предуральский краевой прогиб представлен южной частью Соликамской впадины, Юрюзано-Сылвенской впадиной и разделяющей их Кунгурско-Чусовской седловиной.

*Соликамская впадина* наибольшего прогибания достигла в кунгурское время, когда накапливались мощные (до 900 м) гипсоносно-галогенные осадки. Артинские отложения залегают здесь на абс. отм. до минус 850 м. По кровле артинских отложений наблюдается очень пологое (0–17°) погружение шарнира впадины с севера на юг. Восточное крыло впадины более крутое, западное – пологое (20–25°). Поверхность кристаллического фундамента под Соликамской впадиной, по данным А. Я. Яроша [202], погружается на восток от 3,5 до 6 км. Характерной особенностью впадины является интенсивное проявление соляной тектоники. Наиболее крупные соляные структуры (валы) выявлены в отложениях кунгурского яруса и верхней перми. В южной и восточной частях впадины выделяются крупные нефтегазоносные структуры, представляющие собой рифогенные образования позднедевонско-турнейского возраста, прослеживаемые и по всем вышележащим горизонтам осадочного чехла.

В *Юрюзано-Сылвенской впадине* поверхность кристаллического фундамента залегают на глубине 3 км на западе и 9–11 км на востоке. Наиболее четко впадина выражена по поверхностям ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Наибольшее погружение артинских отложений установлено в районе долины р. Чусовая (–500 м). Впадина отличается от Соликамской более четко выраженным западным крылом, отсутствием соляной тектоники и наличием структур облекания артинских рифов, наиболее характерных для западного крыла.

*Кунгурско-Чусовская седловина*, отделяющая Соликамскую впадину от Юрюзано-Сылвенской, характеризуется более высоким залеганием артинских и кунгурских отложений, крутым северным склоном и относительно пологим южным. Высота седловины над наиболее погруженной частью Соликамской впадины – 530 м. В значительной своей части седловина размещается над рифовым массивом франско-турнейского возраста. В отложениях тульского и бобриковского горизонтов выявлены брахиантиклинали с промышленными запасами нефти.

### ***Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона (СНМЗ)***

Западно-Уральская СНМЗ в орографическом плане в основном соответствует западному склону современного Урала. Структурный облик этого тектонического подразделения и характер дислокаций определяются самим его названием: структура представляет собой набор разнопорядковых моновергентных чешуй и пластин, ограниченных надвигами, взбросо-надвигами и надвинутых друг на друга. К наиболее крупным надвигам приурочены высо-

коамплитудные сжатые и удлиненные складки или чешуи-моноклинали субмеридионального простирания. Плоскости сместителей взбросо-надвигов и надвигов обычно под разными углами наклонены к востоку; амплитуда перемещения по ним, по О. А. Кондиайну, варьирует от первых десятков метров до 10–15 км [25]. Большая часть складок имеет тенденцию к опрокидыванию на запад. В. В. Юдин считает, что именно надвиги и взбросы определяют стиль тектоники Западно-Уральской мегазоны и что значительная часть складчатых форм напрямую связана с дизъюнктивными нарушениями. По представлениям О. А. Кондиайна, складкообразование в Западно-Уральской мегазоне имеет гравитационно-оползневое происхождение [25].

В масштабах всего Урала мегазона представлена структурно-вещественными комплексами двух типов, относящимися к каледоно-герцинскому структурному этажу и отражающими различные обстановки осадконакопления. Западный терригенно-карбонатный тип разреза отвечает режиму палеошельфа и относится к Бельско-Елецкой СФЗ; восточный кремнисто-сланцевый тип разреза отвечает условиям батиаля (континентальный склон и его подножие) и соответствует Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В основании комплекса шельфовых отложений на большей части мегазоны картируется терригенная ассоциация пород (с прослоями базальтов) позднекембрийско-среднеордовикского возраста, относимая к континентально-рифтовым образованиям (базальтоидно-терригенная формация). Континентально-рифтовые комплексы залегают на рифейско-вендских образованиях с размывом и структурным несогласием.

На исследованной территории Западно-Уральская СМЗ представлена Язьвинско-Чусовской складчато-надвиговой зоной и Присалатимской моноклиной.

Язьвинско-Чусовская складчато-надвиговая зона имеет меридиональное простирание. На западе по Главному Западно-Уральскому надвигу (ГЗУН) она граничит с Предуральским краевым прогибом, на востоке по Осевому надвигу – с Центрально-Уральским поднятием. Зона сложена структурно-вещественным комплексом каледоно-герцинского структурного этажа, сформированным в условиях шельфа (Бельско-Елецкая СФЗ). Палеозойские терригенно-карбонатные отложения интенсивно дислоцированы, образуя набор разнопорядковых чешуй и пластин, ограниченных надвигами.

В отличие от более северных районов Урала, на большей части зоны в границах территории листа О-40 каледоно-герцинский СВК начинается нижедевонскими терригенными отложениями такатинской свиты (кремнисто-терригенно-карбонатная формация раннедевонско-позднекаменноугольного возраста), которые ложатся на верхневендские вулканогенно-осадочные образования с размывом и угловым несогласием. Более древние палеозойские отложения Бельско-Елецкой СФЗ представлены единичными незначительными по площади выходами терригенно-карбонатных пород язьвинской свиты силура. Ордовикские отложения Бельско-Елецкой зоны картируются только в аллохтонном залегании: в северной части листа это – *Безгодовский аллохтон*, залегающий на вендских вулканогенно-осадочных породах; в юго-восточном углу – Бардымско-Нязепетровский аллохтон.

*Бардымско-Нязепетровский аллохтон* на территорию листа О-40 попадает большей северной частью и представляет собой субмеридионально ориентированный покров трехъярусного строения и прихотливой конфигурации. Протяженность покрова в границах листа – 120 км, ширина варьирует от 8 до 28 км, суммарная мощность шарьированных пород достигает 3 км. Этот аллохтон, где среднеордовикско-девонские терригенно-карбонатные отложения «елецкого типа» (песчано-доломитово-известняковая формация) слагают одну из трех пластин (нижнюю).

*Нижняя пластина* представлена силурийско-девонскими терригенно-карбонатными и существенно карбонатными отложениями Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ (песчано-доломитово-известняковая формация). Они залегают на терригенных и карбонатно-терригенных породах среднего–верхнего карбона, находящихся в автохтонном залегании (Михайловско-Вайгачская подзона), и представляют собой пакет более мелких пластин, надвинутых друг на друга по пологим надвигам.

*Средняя пластина*, наиболее протяженная и широкая (8–15 км), сложена углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, в меньшей степени присутствуют алевролиты и песчаники, отмечаются прослои базальтов и примесь туфогенного материала. Отложения принадлежат Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ.

Самая маленькая *верхняя пластина* картируется в южной части аллохтона. Она имеет клиновидную в плане форму с минимальной шириной 1 км на севере и максимальной 15 км на юге. Протяженность в границах исследованной территории – 53 км. Пластина сложена вещественными комплексами Западно-Тагильской зоны, представленными лавами и туфами базальтов и андезибазальтов, реже – риолитов; присутствуют углисто-кремнисто-глинистые сланцы и силициты.

Мнения относительно амплитуды горизонтальных перемещений аллохтонных пластин на запад весьма противоречивы: В. М. Нечухин, Н. Г. Берлянд, В. Н. Пучков [32] оценивают их в 40 км; В. В. Шалагинов [55] считает, что комплексы Зилаиро-Лемвинской и Западно-Тагильской зон смещены относительно своего первоначального залегания не более чем на 5 км. Учитывая положение козинской и малыгинской свит (нижняя часть разреза Бардымской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ) в современной структуре и явно автохтонный характер их залегания, мы склоняемся ко второму варианту. Смещение отложений Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ едва ли более значительно.

*Безгодовский аллохтон* сложен терригенно-карбонатными отложениями средне-верхнеордовикской промысловской серии (песчано-доломитово-известняковая формация), принадлежащей к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. Протяженность шарьяжной пластины – 34 км, ширина – от 4 до 12 км. Она залегают на терригенных породах керноской свиты, а в южной части – на девонских карбонатно-терригенных породах (кремнисто-терригенная формация). В центральной части аллохтона в тектоническом окне картируется керноская свита с останцами терригенных пород такатинской свиты нижнего девона.



Кроме Бардымско-Нязепетровского аллохтона, отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ в границах листа картируются на востоке в пределах *Присалатимской моноклинали*, расположенной на границе Центрально-Уральского поднятия с Тагильским синклинием и представляющей собой протяженную пластину линейного типа, согласную с общим структурным планом территории. Слагающие ее комплексы пород отвечают основанию палеозойского разреза Западно-Уральской мегазоны. Моноклираль сложена дислоцированными и метаморфизованными терригенными породами позднекембрийско-ордовикского возраста с прослоями базальтов (базальтоидно-терригенная формация), сформировавшимися в условиях внутриконтинентальной рифтовой системы Восточно-Европейского палеоконтинента. Западной границей моноклинали является Присалатимский надвиг. Характер деформационных структур Присалатимской моноклинали определяется наличием сжатой асимметричной многопорядковой складчатости с восточным падением осевых поверхностей и большого количества субпараллельных им взбросо-надвиговых сместителей.

Проявления интрузивного магматизма в Западно-Уральской СМЗ на исследованной территории в основном связаны с тектоно-магматической активизацией позднедевонско-раннекаменноугольного времени и представлены усьвинским габбро-долеритовым и кусьинско-красновишерским плагиоверлит-эссекситовым гипабиссальными комплексами, а также единичными мелкими телами кимберлит-лампроитового чикманского комплекса. В пределах Присалатимской моноклинали среди ниже-среднеордовикских терригенных отложений картируются единичные мелкие протрузии серпентинизированных ультрамафитов (дунит-гарцбургитовая формация), а в верхней части ордовикского разреза – гранит-порфиры (гранит-лейкогранитовая формация).

### *Центрально-Уральское поднятие (мегантиклинорий)*

Центрально-Уральское поднятие (ЦУП или мегантиклинорий в традиционной терминологии) является крупным горстовым сооружением, протягивающимся вдоль осевой зоны Урала и представленным в современной структуре выступами вещественных комплексов байкальского структурного этажа среди палеозойских отложений. Допалеозойские образования развиты в осевой зоне поднятия, а палеозойские комплексы сохранились на его склонах (крыльях мегантиклинория).

В составе Центрально-Уральского мегантиклинория обособляется ряд тектонических элементов II порядка, представляющих собой положительные структуры антиклинорного типа. В границах листа такими структурами являются Кваркушко-Каменногорский, Уфалейский и Вишерско-Кутимский антиклинории. Следует отметить, что термины «мегантиклинорий» и «антиклинорий» в характеристике ЦУП не отражают истинного характера и генезиса структур, а скорее являются данью традиции. Эти структуры, сложенные главным образом допозднекембрийскими образованиями, хотя и являются частью единого каледоно-герцинского складчатого пояса, по сути представляют собой блоки доуральского структурного плана.

Кваркушско-Каменногорский антиклинорий (ККА) представлен на территории листа своей южной частью. Западная граница в основном тектоническая: рифейские образования надвинуты на шельфовые палеозойские комплексы, среди которых картируются мелкие и средней величины отторженцы допалеозойских вулканогенно-осадочных пород. Восточная граница условна и проводится по смене рифейско-вендских образований нижнепалеозойскими, отчасти – по второстепенным тектоническим нарушениям.

Структурно-вещественный комплекс Кваркушско-Каменногорского антиклинория, принадлежащий к байкальскому структурному этажу, подразделяется на три структурных яруса: среднерифейский (нижнебайкальский), верхнерифейско-нижневендский и вендско-среднекембрийский (верхнебайкальский). Нижняя часть разреза СВК (раннебайкальский этап развития) представлена многокилометровой толщей существенно терригенного состава, формировавшейся в субплатформенных условиях в Западной подзоне Кваркушско-Каменногорской СФЗ (карбонатно-терригенная и песчаная олигомиктовая кварцевая формации). Одновременно в грабенообразных структурах (континентальный рифтогенез) накапливалась ассоциация терригенных пород с вулканитами основного, реже кислого состава со щелочным уклоном (парагенез терригенных формаций и формации щелочных базальтоидов, риолит-базальтовая формация). В западной части антиклинория на образованиях нижнебайкальского яруса с размывом залегают терригенные полимиктовые отложения флишоидного или молассоидного облика (молассовая или молассоидная формация межгорных прогибов) мощностью до 2000 м и более, характеризующие орогенный (позднебайкальский) этап.

Проявления интрузивного магматизма в Кваркушско-Каменногорском антиклинории связаны либо с процессами континентального рифтогенеза (гранодиорит-гранитовая, габбро-долеритовая формации), либо с процессами автономной тектоно-магматической активизации (формации граносиенит-монцогранитовая, дунит-клинопироксенит-габбровая, железистых перидотитов).

Для ККА характерны главным образом простые крупные открытые складки протяженностью в первые десятки километров при ширине до 5–7 км, осложненные надвигами и более мелкой складчатостью. Варисские деформации, как следствие сильного тангенциального сжатия, значительно усложнили структуру байкалид – в частности сильно сгладили угловые и азимутальные несогласия между структурами доуралид и уралид, так что сам факт существования такого несогласия порой становится предметом дискуссий.

Уфалейский антиклинорий находится в юго-восточном углу листа; слагающие его вещественные комплексы принадлежат к одноименной СФЗ. В основании разреза СВК Уфалейского антиклинория – раннепротерозойские амфиболиты и гнейсы уфалейского комплекса и слюдяногорской свиты, относящиеся к архейско-нижнепротерозойскому (беломорско-карельскому) структурному этажу и перекрывающиеся с размывом, стратиграфическому и структурному несогласием среднерифейской метасадочной куртинской свитой (терригенная углеродсодержащая метаморфизованная формация). Завершается геологический разрез верхнерифейскими метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями с телами метагранитоидов,

характеризующими раннебайкальский этап развития. Пликативные дислокации, характерные для древних метаморфических комплексов, представлены разноамплитудными и разноориентированными складками, группирующимися в относительно крупные антиклинальные и синклиналильные формы. Складчатые формы осложнены разрывными нарушениями близмеридионального простирания с неясной кинематикой, протягивающимися на десятки километров [310].

Вишерско-Кутимский антиклинорий (ВКА) попадает на исследованную территорию своим южным окончанием, незначительным по площади. Антиклинорий ориентирован в меридиональном направлении, с востока ограничен Присалатимским надвигом, на западе имеет нормальные соотношения с Улсовско-Висимской синклиналью, отделяющей его от Кваркушско-Каменногорского антиклинория. В структурно-формационном отношении ВКА соответствует Ишеримской СФЗ.

Вещественные комплексы, слагающие антиклинорий, относятся к байкальскому структурному этажу. На территории листа О-40 они представлены карбонатно-терригенной и песчаной олигомиктовой кварцевой формациями континентального шельфа (велсовская и ишеримская свиты).

### *Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий Тагильский синклинорий*

Тагильский синклинорий соответствует одноименной структурно-формационной мегазоне, сложенной СВК палеозойского (каледоно-герцинского) структурного этажа, представленного многокилометровой (10 км и более) толщиной осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований позднеордовикско-девонского возраста, сформировавшихся в условиях палеоостроводужной системы (формации базальт-риолитовая, андезибазальтовая, парагенез базальтовой и углеродисто-кремнистой и др.), и фрагментами вещественных комплексов срединно-океанического хребта (дунит-гарцбургитовая, долерит-базальтовая формации). Островодужные образования метаморфизованы в зеленосланцевой ступени, расчленяются сетью ортогональных малоамплитудных разломов и надвигов, прорываются многочисленными интрузиями различного состава и возраста.

В современной структуре Тагильский синклинорий имеет отчетливую продольную зональность. Западное его крыло, соответствующее Кумбинской подзоне Западно-Тагильской СФЗ, имеет восточные падения пород под углами 20–60°, сложено осадочно-вулканогенными островодужными образованиями в возрастном диапазоне от среднего ордовика до раннего девона, прорванными интрузиями различного состава – от ультрабазитов до гранитов. Породы кливажированы, интенсивно рассланцованы.

В современной структуре выше островодужных комплексов в разрезе западного крыла синклинория картируются отложения терригенно-известняковой бокситоносной формации, накапливавшиеся в условиях мелководного преддугового бассейна.

Восточное крыло синклиория, отвечающее Красноуральской подзоне, вместе с осложняющими его складками запрокинуто на запад с крутым восточным падением (70–85°). Оно сложено в основном вулканогенными образованиями силура и девона, включающими многочисленные интрузии габброидного и габбро-гранитоидного состава.

В пределах синклиория находится Платиноносный пояс крупных полихронных и полиформационных массивов, представленных дунит-клинопироксенит-габбровой (качканарский, конжаковский комплексы), габбро-норитовой (тагило-кытлымский комплекс), габбро-диорит-плагиогранитовой (петропавловский, северорудничный комплексы) формациями.

Западная граница Тагильского синклиория имеет резко выраженный тектонический характер, особенно выразительный на примыкающей с севера территории (лист Р-40), где выделяется крупная шовная структура – *Салатимская сутурная зона* (ССЗ). Она представлена в ойкар-кемпирсайским комплексом тектонитов (D<sub>3</sub>-P) с тектоническими линзами и пластинами ультрамафитов салатимского комплекса (O<sub>2</sub>). Характерной особенностью структурного рисунка ССЗ является наличие большого количества пластин и тектонических линз различного размера, слагаемых углеродистыми сланцами, смятыми в сжатые асимметричные и дисгармоничные складки, а также метаморфизованными ультрамафитами, реже – габбро-долеритами и родингитами. В тектонических блоках присутствуют минералы-индикаторы высокобарического метаморфизма – глаукофан, лавсонит, жадеит. Предполагается начало формирования комплекса тектонитов в аккреционной призме палеозоны субдукции и окончательное оформление его современного облика в процессе коллизии, а дунит-гарцбургитового салатимского комплекса – в условиях океанского центра растяжения.

На территории листа О-40 ойкар-кемпирсайский комплекс тектонитов практически отсутствует; только у северной рамки картируется незначительный фрагмент этих образований. Вдоль западной границы Центрально-Уральского мегантиклинория не наблюдается и сколько-нибудь крупных тел океанических ультрамафитов. Западная граница структуры проходит здесь по зоне Главного Уральского надвига (ГУН), по которому островодужные и подстилающие их океанические комплексы надвинуты на образования ЦУП или Западно-Уральской СМЗ.

В физических полях Тагильскому синклиорию соответствуют субмеридиональные линейные гравитационные максимумы и системы положительных магнитных аномалий. Вдоль западной его границы отмечается самая напряженная часть поля силы тяжести – Уральский супермаксимум. Магнитное поле достигает высокой интенсивности над массивами Платиноносного пояса (более +50 000 нТл в районе г. Качканар), хотя в основном носит переменный характер.

В заключение краткой характеристики выделяемых тектонических подразделений следует подчеркнуть, что современный Уральский ороген является в значительной мере неотектонической структурой. На основании результатов работ А. П. Сигова [150] и В. А. Сигова [151] для разных регионов Урала предполагается различная величина эрозионного (денудационного) среза и разная амплитуда неотектонических (N-Q) поднятий, определяющих в конеч-

ном итоге россыпеобразующие возможности территории. Амплитуды новейших тектонических поднятий в восточной части листа, влияющие на сохранность россыпей, оцениваются в 200–400 м.

Анализ характера дизъюнктивных дислокаций территории позволяет сделать вывод о главенствующей роли горизонтальных перемещений коры в формировании современной структуры.

### **Дизъюнктивные нарушения**

Суксунский (Красноуфимский) разлом. По данным ГДП-200 [237], этот разлом (сброс) указывался еще на геологических картах со времен В. А. Варсанофьевой [16] вдоль восточного борта Уфимского плато. В последующие годы на месте сброса стал изображаться флексуобразный изгиб пород чехла. Разлом протягивается через весь лист О-40. Исходя из анализа имеющейся геолого-геофизической информации, мы предполагаем крутое (около 85°) восточное падение сместителя. Амплитуда перемещения составляет 80–100 м на севере листа и 100–150 м на юге. У некоторых авторов [10, 251] разлом носит название Красноуфимского.

Суксунский сброс по комплексу признаков хорошо прослеживается в физических полях на границе платформы и Предуральского краевого прогиба [299], причем не только в чехле, но и в фундаменте [119, 226, 322].

На юге территории падение плоскости сместителя сброса субвертикальное. Величина вертикального перемещения колеблется от 60 до 164 м. Сброс осложнен рядом поперечных малоамплитудных разломов. Суксунский разлом хорошо выражен в геоморфологическом плане, ограничивая в виде уступа приподнятый блок Уфимского плато (Кунгурская моноклиналь, Кунгурско-Уфимская вершина) от прилегающей с востока Сылвенской впадины. С ним связаны участки разгрузки высокодебитных минеральных вод и отдельные проявления полиметаллической минерализации.

С породами иренской свиты в зоне Суксунского сброса, по мнению М. И. Денисова [237], связаны участки развития глубинного карста с широким развитием своеобразных брекчий. По нашему мнению, брекчии имеют флюидогенное происхождение и секущее положение по отношению к стратиграфическим комплексам. На временных сейсмических разрезах для этих районов отмечаются мощные зоны «потери корреляции». С брекчиями связаны проявления марганца.

Главный Западно-Уральский надвиг (ГЗУН) представлен сложной системой кулисообразно расположенных надвигов субмеридиональной ориентировки, протягивающихся вдоль Урала на десятки и сотни километров [200]. Тектонические пластины, нарезанные этими надвигами, являются основным структурным элементом, определяющим стиль пликативных дислокаций на западном склоне Урала и в восточной (Внутренней) зоне Предуральского прогиба [199]. Положение отдельных частей этого регионального надвига до некоторой степени условно, так как фиксируется по комплексу геолого-геофизических методов или по результатам дешифрирования дистанционных материалов. Амплитуда горизонтальных перемещений

в зоне ГЗУНа определяется в интервале от первых километров до первых десятков километров. Предполагается, что значительная часть Внутренней зоны Предуральского краевого прогиба перекрыта аллохтонными пластинами Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны, а в принадвиговой части у поверхности отмечаются фрагменты складок антиклинорного типа, частично скрытых под аллохтоном.

Осевой надвиг является в современной структуре границей Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны и Центрально-Уральского поднятия. По имеющимся наблюдениям, он имеет выдержанное восточное падение ( $40-45^\circ$ ) и сопровождается зонами милонитизации и брекчирования. По этому надвигу рифейско-вендские осадочно-вулканогенные образования приводятся в соприкосновение с разновозрастными терригенными отложениями палеозоя.

Присалатимский надвиг, по сейсмическим и геологическим данным, имеет восточное падение под углом  $35-45^\circ$  и прослеживается на восток под массивами Платиноносной ассоциации [284]. По этому надвигу породы саранхапнерской свиты надвинуты на рифейские образования. Присалатимский надвиг фиксируется метаморфической ступенью пород лежачего и висячего бортов: метавулканиты и алевросланцы рифея метаморфизованы на уровне серицит-хлоритовой, саранхапнерской свиты – на уровне актинолитовой субфации фации зеленых сланцев. Зона сместителя, имеющего восточное падение под углами  $60-75^\circ$  у поверхности и до  $15-20^\circ$  на глубине, проявлена интенсивным рассланцеванием и дроблением пород. Фиксируется волнистое залегание сместителя, который маркируется тектоническими брекчиями мощностью в несколько метров.

Главный Уральский надвиг выражен на исследованной территории переменной мощности зоной метаморфических пород – продуктов динамометаморфизма (милонитов, бластокатаклизитов, тектонических брекчий), расчлененных сложной системой нарушений типа надвигов, взбросов и взбросо-надвигов с крутым ( $70-75^\circ$ ) восточным падением сместителей, выполаживающихся на глубинах 2–2,5 км до  $30^\circ$  и менее. Фиксируется волнистое залегание сместителей с образованием небольших шарьяжей [284]; сместители маркируются тектоническими брекчиями мощностью в первые метры.

На примыкающей с севера территории листа Р-40 ГУН сопровождается **войкаро-кемпирсайским тектоногенным комплексом** ( $mP_{D_3}-Pvk$ ), который на исследованную территорию попадает в виде незначительного участка у северной рамки листа. Комплекс имеет тектонические контакты с образованиями хомасьинской свиты на западе и с вьйской свитой на востоке. Естественные выходы пород комплекса на данной территории отсутствуют; горными работами были вскрыты характерные для него хлорит-серицит-кварцевые, углеродисто-серицит-кварцевые, углеродисто-кварцевые, серицит-хлоритовые и хлоритовые сланцы, метадолериты и кварцитопесчаники, представляющие полимиктовый меланж [128, 286]. К северной рамке со смежной площади подходит блок апогарцбургитовых серпентинитов, на данной площади не обнаженных. Для образований комплекса характерно развитие будинажа, бластомилонитов и милонитов. Тектонические блоки, входящие в состав войкаро-кемпирсайского комплекса, имеют возраст от средне-

ордовикского до позднедевонского [128, 286]. Второй тектонический фрагмент серпентинитового полимиктового меланжа расположен в зоне Серовско-Маукского разлома и приурочен к подошве Верх-Нейвинского ультрамафитового массива (лист О-40-XXIV). По данным Е. А. Успенской [310], пластины и тектонические линзы полимиктового меланжа с серпентинитовым цементом сопровождают многие разрывные нарушения Нязепетровского аллохтона, где они ассоциируют с ультрамафитами полуденнобардымского комплекса, но из-за малого размера эти тела не показаны на карте. Позднедевонско-пермский возраст меланжевого комплекса принят в соответствии с Легендой Уральской серии.

В отличие от Полярного Урала, на Северном в зоне ГУН отсутствуют крупные массивы альпинотипных гипербазитов.

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Специфика геоэволюции территории листа О-40 в значительной мере обусловлена положением ее в восточной части и по обрамлению Волго-Камского мегаблока кристаллического фундамента; именно наличие этого древнего кристаллического массива определяло не только этапы осадконакопления и типы бассейнов седиментации, но также специфику магматизма и минерализации в регионе на протяжении длительного отрезка геологического времени – от протерозоя до мезозоя.

Волго-Камский мегаблок представляет собой крупнейшую на ВЕП гранулитогнейсовую область (ГГО), сложенную высокометаморфизованными породами архейского возраста, слабо переработанными в раннем протерозое. В вещественном составе метаморфических комплексов преобладают гранулиты, относящиеся к двупироксен-гнейсовой формации. Однако широко проявленный диафторез амфиболитовой фации (вероятно, позднеархейского возраста) иногда настолько интенсивен, что исчезают все признаки раннего гранулитового метаморфизма. Из плутонических формаций наиболее широко развиты породы плагиогранитной серии, от диоритов и кварцевых диоритов до преобладающих плагиогранитов. Среди пород основного ряда преобладают габбронориты, реже встречаются габбро-амфиболиты и лабрадориты [24].

Изометричный характер гравитационных и магнитных аномалий позволяет выделять в структуре массива древние, предположительно *беломорские*, гранитогнейсовые овалы (Коми-Пермяцкий, Камский и др.), спаянные зонами *карельской* складчатости – поясами геосинклинального типа, контролируемые глубинными разломами. Возникшие, вероятно, в позднем архее геосинклинальные прогибы уверенно выделяются по линейному характеру гравимагнитных аномалий.

Геодинамический режим развития региона в **раннем протерозое** большинством исследователей [24] трактуется как **протогеосинклинальный**. Супракрустальные комплексы раннего протерозоя в пределах мегаблока развиты незначительно; на большей части исследованной территории они перекрыты мощным осадочным чехлом; выделяются по геофизическим данным и вскрываются единичными скважинами на территории Вятско-Камского междуречья, где представлены биотит-хлоритовыми турмалинсодержащими плагиосланцами и микрогнейсами, реже – metabазальтами и кварцитами. В породах сохраняются реликтовые псаммитовые структу-



ры, т. е. они отличаются более низким в сравнении с архейскими комплексами метаморфизмом (зеленосланцевая–амфиболитовая фации).

Непосредственное наблюдение нижнепротерозойских образований возможно лишь в ядрах антиклинориев Центрально-Уральской мегазоны, в том числе – Уфалейского, северное замыкание которого попадает на характеризуемую территорию. Здесь они представлены амфиболитами и гнейсами биотит-амфиболовыми, магнетит-пироксеновыми и др. (уфалейский комплекс, слюдяногорская свита).

Протогеосинклинальный режим завершился инверсией, складчатыми деформациями, региональным метаморфизмом и гранитизацией в складчатых поясах и полной консолидацией гетерогенного фундамента. В результате, к концу раннего протерозоя территория представляла собой единую кратонизированную область, где протекали процессы интенсивной денудации и пепленизации.

***Рифейско-среднекембрийский (байкальский) этап развития.*** В раннем рифее, после длительного этапа стабилизации, кратонизированная Волго-Камская ГГО подверглась деструкции по системам глубинных разломов различной ориентировки, в основном приуроченных к периферии древнего мегаблока или к границам гранитогнейсовых овалов с линейными протогеосинклинальными поясами. Во внутриплатформенных структурах (авлакогенах, впадинах) накапливались красноцветные и сероцветные терригенные и карбонатно-терригенные формации с изменчивыми мощностями и литологией. Наибольшее погружение испытывал ориентированный в северо-западном направлении Калтасинский прогиб, фрагмент которого попадает в юго-западный угол листа. Эта структура, выделенная В. Д. Наливкиным с соавторами [275] под названием Калтасинский авлакоген, разделяет Пермско-Башкирский и Южно-Татарский своды фундамента и продолжается на юго-восток до Башкирского антиклинория и даже дальше – до Главного Уральского глубинного разлома (по геофизическим данным). Калтасинский авлакоген выполнен мощной (около 5 км) карбонатно-терригенной толщей пород (калтасинская и арланская свиты); раннерифейский возраст нижней части разреза которой (карбонатно-аргиллито-песчаная формация), а следовательно – время заложения прогиба установлены на основании корреляции с разрезами бурзяния Башкирского антиклинория и подтверждены датировками прорывающих габбродолеритов (1310–1377 млн лет).

**В среднем рифее** Волго-Камский мегаблок был опущен; на востоке его существовал морской бассейн, в перикратонную часть которого (Камско-Бельский прогиб) впадали глубокооврезанные приразломные речные долины, поставлявшие грубообломочный материал со стороны ВЕП. В пределах характеризуемой территории постоянно сохранял положение приподнятого блока Кунгурско-Красноуфимский выступ фундамента.

Среднерифейские отложения, вскрываемые скважинами в Камско-Бельском перикратонном прогибе залегают с угловым несогласием на породах древнего кристаллического фундамента и с азимутальным – на нижнерифейском существенно терригенном комплексе. Они представляют нижнюю часть платформенного чехла, формировавшегося в условиях авлакогенного режима, и соответствуют **раннебайкальской** стадии развития складчатых

систем. Палеогеографические реконструкции [281] позволяют считать, что в области перикратона осадконакопление в это время происходило в условиях внешней шельфовой, частично континентальной обстановках. В северо-восточном и восточном направлениях обширный перикратонный прогиб сменялся геосинклинальным бассейном (миогеосинклинальная зона), где в условиях глубокого шельфа и континентального склона при слабо расчлененном рельефе дна бассейна и удаленных источниках сноса накапливались терригенные, терригенно-глинистые и кремнисто-глинистые осадки (куртинская свита Уфалейского антиклинория).

В начале **позднерифейской эпохи**, после кратковременного перерыва в осадконакоплении, в результате наступившей трансгрессии в восточной части характеризваемой площади отлагаются морские и прибрежно-морские карбонатно-терригенные осадки фалаховой (ишеримская свита) и карбонатно-терригенной (клыктанская свита) формаций зоны шельфа, перекрываемые песчано-алевритовой формацией (федотовская, усвинская свиты).

Во **второй половине позднего рифея** в осевой зоне формирующегося Уральского подвижного пояса (на территории современного Центрально-Уральского поднятия) в результате процессов континентального рифтогенеза заложилась система субмеридиональных грабенообразных структур, выполненных существенно терригенными формациями с пластами и покровами базальтов и андезитбазальтов повышенной щелочности (басегская серия). К этому этапу относится всплеск интрузивного магматизма щелочно-ультрабазитового и щелочно-базитового состава (сарановский, журавликский, линеvский комплексы). Анализ состава магматических комплексов этого этапа на западном склоне показал, что они относятся к формациям, свойственным жестким структурам: платформам, срединным массивам. Напрашивается вывод, что характер магматизма на западном склоне определялся не столько стадией тектонического развития подвижной зоны, сколько типом глубинного строения коры. Магматические процессы этого времени были тесно связаны с деструкцией и переработкой докембрийского фундамента вдоль широтных и меридиональных нарушений.

Режим **рифейской** эпохи в целом можно характеризовать как платформенно-геосинклинальный. Прогибание восточной части Волго-Камского мегаблока и его восточного обрамления в рифее было стабильным и практически непрерывным, что обусловило накопление мощного, существенно терригенного, комплекса пород, наблюдаемого ныне в обнажениях рифейских формаций в Кваркушском, Башкирском, Уфалейском и других антиклинориях Центрально-Уральской мегазоны.

В **раннем венде** на фоне начавшегося общего подъема территории рифтовые структуры, заложившиеся в позднем рифее, по-видимому, продолжили функционировать; подтверждение тому – широкое распространение в пределах Кваркушско-Каменногорской СФЗ щелочных базальтоидов в ассоциации с груботерригенными отложениями (серебрянская серия). Присутствие среди отложений раннего венда образований, диагностированных как тиллиты (тиллоиды), свидетельствует, по мнению большинства исследователей, о похолодании, вызвавшем образование ледников. Однако исследования К. Э. Якобсона и А. П. Казака (2008 г.) позволяют предполагать эксплозив-

ную природу относимых к тиллоидам конглобрекций и соответственно считать, что доминирующим событием на Русской платформе в конце рифея–начале венда было не покровное оледенение, а вспышка эндогенной активности. На территории современного Уфалейского антиклинория в раннем венде внедрялись гранитоидные интрузии, нередко со щелочным уклоном (чусовской, битимский комплексы).

В **позднем венде** вся Тимано-Уральская система вступила в орогенную стадию. Произошел подъем территории; образовавшиеся обширные области сноса чередовались с сохранившимися рифтовыми зонами и межгорными прогибами, в которых аккумуляровались терригенные и вулканогенные молассы (сылвицкая серия).

**Позднекембрийско-триасовый (каледоно-герцинский) этап развития.** На рубеже венда и кембрия (на территории современного Центрально-Уральского поднятия, возможно, в раннем–среднем кембрии) завершился *байкальский* тектоно-магматический этап развития региона. Единый Восточно-Европейский континент с гетерогенным фундаментом оказался приподнятым, и уже к концу раннего кембрия (в пределах ЦУП – в среднем–позднем кембрии) вся территория листа представляла собой пенепленизированную сушу, на которой формировались коры выветривания. Режим платформенной стабилизации продолжался вплоть до позднего кембрия, когда началось сводово-глыбовое воздымание уральской части территории, обусловленное подъемом разуплотненной мантии, базификацией коры, повышением общего и флюидного давления. В условиях сокращающейся мощности сиалической коры и все нарастающих напряжений в верхней ее части на рубеже кембрия–ордовика произошла деструкция пенеплена – разрывы коры с образованием грабеновых структур, заполнявшихся осадками терригенной смешанной рифтогенной, базальтоидно-терригенной формации (саранхапнерская, колпаковская?, козинская, хомасьинская, польинская свиты).

С континентально-рифтовым этапом развития региона на примыкающей с севера территории (лист Р-40) связано внедрение даек габбродолеритов и долеритов, коагматичных базальтоидов. К предрифтовой стадии (воздымания, предшествовавшие расколу коры) некоторыми исследователями относится палингенно-анатектическое гранитообразование в верхних уровнях коры.

Таким образом, **поздний кембрий–ордовик** – это континентально-рифтовая стадия развития региона, обусловившая заложение Уральского палеоокеана. Начиная с этого периода, вся дальнейшая геологическая история Восточно-Европейской платформы диктовалась двумя основными факторами: унаследованностью развития в зависимости от внутреннего строения фундамента и эволюцией Уральского палеоокеана.

**Ордовикско-нижнедевонский этап** в восточной части территории листа, в пределах океанической структуры, соответствует периоду формирования Тагильской энсиматической островной дуги. Тагильская островодужная система развивалась по обычному для энсиматических островных дуг сценарию. Используя классификацию О. А. Богатикова (1988 г.), эволюцию Тагильской островной дуги можно разделить на две стадии – юной и развитой островной дуги.

К первой стадии на исследованной территории отнесены: базальт-риолитовая (*шешурская, красноуральская свиты*), смешанная базальтовая и углеродисто-кремнистая формации (*бардымская свита*). Они характеризуются нормальной щелочностью и дифференциацией составов от базальтовых до плагиориолитовых и дацитовых. Интрузивные образования стадии юной островной дуги, за некоторыми исключениями, комплементарны перечисленным вулканическим формациям. Выделяются габбро-плагиогранитовая (*петропавловский, левинский комплексы*), габбро-норитовая (*тагило-кытлымский комплекс*) формации.

В стадию развитой островной дуги возникают субщелочные магматические серии. К этой стадии отнесены вулканические формации: андезибазальтовая (*именновская, павдинская, малоуказарская свиты*) и щелочных базальтоидов (*туринская, аптечногорская свиты*) и комагматичные им интрузивные формации: щелочных габброидов, габбро-диорит-гранодиоритовая (*северорудничный комплекс*), габбро-диорит-гранитовая (*ауэрбаховский комплекс*); а также монцогаббро-сиенитовая формация (*барашинский комплекс*). В это время типы извержений и условия осадконакопления были весьма разнообразными. Намечается определенная фациальная зональность вулканических поясов, описанная Р. И. Ерошевой (1991 г.): западные их разрезы слагаются преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, восточные – карбонатными.

Начиная со **второй половины ордовика**, в результате продолжающегося спрединга Восточно-Европейского континента (ВЕК) и Западно-Сибирской плиты и раскрытия Уральской палеокеанической структуры, перикратонная часть ВЕК вовлекается в погружение с формированием континентального склона и шельфа, формации которых нашли свое отображение в разрезах палеозоя Уральской складчатой системы.

Интрузивные комплексы западной части подвижного пояса, связанные с раннепалеозойским этапом развития, более широко распространены на примыкающей с севера территории (лист Р-40), где они представлены в основном мелкими дайками долеритов с щелочным уклоном и пикритов, а также малыми телами ультрабазитов и гранитоидов. На исследованной территории к этому этапу относятся дайки лейкогранитов и гранит-порфиоров (*ломовский комплекс*), малые тела граносиенитов (*козлиногорский комплекс*).

На большей части платформенной территории листа в это время сохранялся континентальный режим.

На востоке Русской плиты и на примыкающей к ней внешней (западной) зоне Урала верхнекембрийско-ордовикские отложения в современной структуре листа О-40 отсутствуют. В среднем–позднем ордовике море, по-видимому, заходило на эту территорию только по восточному обрамлению выходов допалеозойских комплексов (в современной структуре), где условия седиментации отвечали мелководным прибрежно-морским (*промысловская серия, тошовская свита*).

**В силурийское время** трансгрессия моря в западном направлении, вероятно, достигала западной границы распространения вендских терригенных образований. В спокойной тектонической обстановке мелководного моря в силуре формировались терригенно-карбонатные отложения, незначительные

фрагменты которых, уцелевшие от преддевонского размыва, фиксируются на современном эрозионном срезе (*язвинская, колчимская, метелевская свиты*).

Таким образом, формационный и палеогеографический анализы позволяют предполагать, что западная часть формирующегося Уральского подвижного пояса в Среднеуральском блоке в **раннем палеозое** в значительной мере была областью денудации; сочленение ее с платформой проходило по тектоническому шву [24]. Устойчивое погружение этой территории началось лишь в раннем девоне, возможно, в самом конце силура (в отличие от Тимано-Печорской платформы и более северных районов Урала).

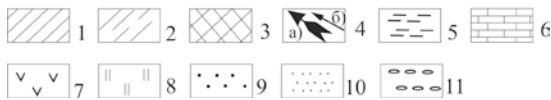
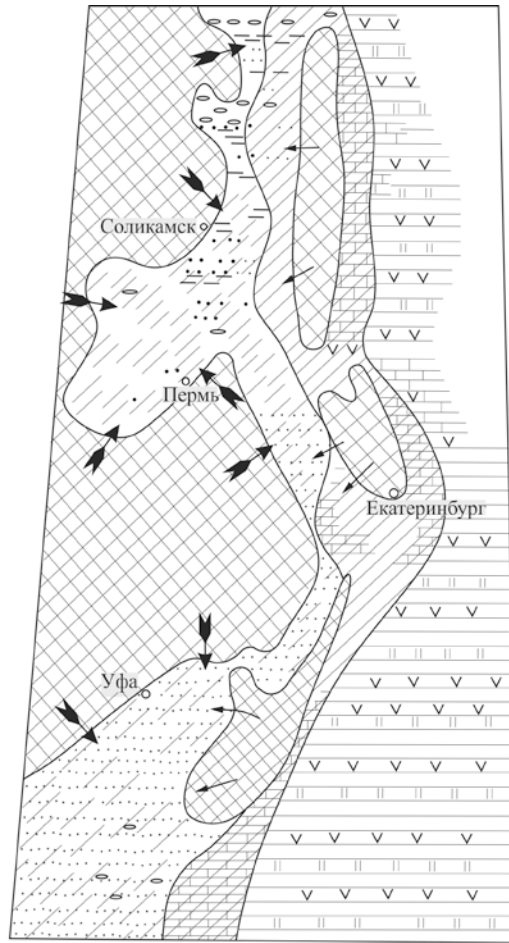
В **раннем девоне** (начало раннегерцинского этапа) Средний Урал пережил интенсивные локальные поднятия, благодаря чему на западном склоне появились пестроцветные терригенные отложения нижнего девона (*такатинская свита*). В блоках, не затронутых воздыманием, в это время отлагались тонкозернистые терригенные и карбонатные осадки платформенного типа [23]. В такатинское время на территории западного склона Урала и прилегающих частях Русской платформы существовала аллювиальная равнина (рис. 7) с дельтами рек и краевой частью (пляж, прибрежное мелководье) морского бассейна, включавшего юго-восточный угол территории листа. Пепленезированная суша, служившая основным поставщиком обломочного материала, располагалась на северо-западе, к западу от нынешнего г. Соликамск. Такатинские терригенные отложения, формировавшиеся в континентальных и прибрежно-морских условиях, на характеризуемой территории трансгрессивно, с перерывом, залегают в основном на породах вендского возраста. Главная область размыва, служившая поставщиком обломочного материала, в это время располагалась на востоке платформы, однако и в пределах современной водораздельной части Урала в девоне существовали островные низменные поднятия, отделявшие мелководный бассейн западного склона от более глубоководного на востоке.

В **живете** западный склон представлял собой мелководный морской бассейн, где происходило в основном накопление карбонатных осадков. Появление в разрезах терригенных пород отмечается в чувоское (в связи с предчувсовской регрессией) и пашийское (предпашийская регрессия) время.

В предпашийское время произошло поднятие огромной территории западного склона Урала и востока Русской платформы с размывом значительного объема додевонских отложений. На западе начало регрессивного цикла соответствует второй половине чувоского времени; в чеславское время на всей территории бывшего шельфа устанавливаются континентальные условия осадконакопления с формированием кор выветривания.

Высокий подъем платформенной части территории в **предфранское время** обусловил глубокий и неравномерный размыв накопленных ранее пород. В пашийское время постепенно, с востока на запад возобновляется процесс трансгрессивного осадконакопления, а в области суши остается лишь юго-западная часть площади. Продолжающиеся активные тектонические движения предопределили очень резкие изменения мощностей осадков этого периода. Мелководный морской бассейн к югу от исследованной территории существовал на протяжении всего девона; причем, судя по характеру девонских

разрезов, рельеф морского дна был неровным (одновременное накопление карбонатных и терригенных осадков).



**Рис. 7. Литолого-палеогеографическая схема западного склона Среднего Урала для такатинского времени (по Ю. Д. Смирнову, Н. Г. Боровко и др.).**

1 – область распространения морских отложений, мелкая часть шельфа; 2 – аллювиальная равнина; 3 – область размыта с низменным и низкогорным рельефом; 4 – направление движения обломочного материала (а – основное, б – дополнительное); 5 – алевролиты; 6 – известняки; 7 – эффузивные породы; 8 – кремнистые породы; 9 – кварцевые гравелиты и крупнозернистые песчаники; 10 – кварцевые песчаники мелко- и среднезернистые; 11 – конгломераты.

К концу среднего девона в палеоокеаническом секторе Уральской структуры в результате субдукции и поглощения океанической коры сформировалась Тагильская энсиматическая островная дуга, отчленившая часть Уральского палеоокеана; что привело, вместе с развитием задугового спрединга, к воздыманию территории ВЕК как в пределах шельфа, так отчасти и склона. В пражское–франское время область накопления вулканитов и осадков уменьшилась. Западная часть Тагильской палеодуги превратилась в сушу (цепочку островов?), разделяющую морские бассейны, существовавшие в Зилаиро-Лемвинской зоне и к востоку от нее. Характерной особенностью этого периода является широкое развитие латеритных кор выветривания, впоследствии частично смытых и перемещенных в близлежащие бассейны, где произошло формирование залежей бокситов. В девонской истории Тагильской структуры отмечается несколько континентальных перерывов, наиболее крупные из которых были в эмское время (в подошве и кровле карпинского горизонта) и сопровождались формированием латеритных кор выветривания и бокситов. Континентальный перерыв в позднеэмское время является региональным, он проявляется во всех структурах Среднего и Северного Урала (предтакатинский перерыв в Западно-Уральской и предтальтийский в Тагильской мегазонах); по всей вероятности, он является проявлением каледонской коллизии, спаявшей в это время Лаврентию и Балтику и сформировавшей мощный ороген на противоположной стороне Восточно-Европейской платформы [44].

На рубеже франского и фаменского веков происходит новая перестройка структурного плана территории: замыкание палеобассейна, существовавшего между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского палеоматерика, сопровождаемое высокобарическим метаморфизмом и прекращением существования девонской островной дуги.

Кратонизированный Волго-Камский мегаблок на протяжении длительного геологического времени остававшийся стабильной поднятой областью, в раннегерцинский этап развития начал погружаться под уровень моря, трансгрессировавшего с востока. Преимущественно терригенное осадконакопление раннего девона сменилось в раннем эйфеле терригенно-карбонатным; в мелководном бассейне с неровным рельефом дна в течение среднего девона накапливалась морская кремнисто-терригенно-карбонатная формация. С этого времени началось формирование большинства тектонических элементов, выраженных в палеозойском структурном плане платформенного чехла, в частности – Верхнекамской впадины.

В позднем девоне на платформенной территории листа существовал мелководный бассейн; питание его водами открытого моря осуществлялось с юго-востока и востока, со стороны Уральского подвижного пояса, испытывавшего в это время интенсивные погружения с накоплением кремнисто-сланцевых и углисто-сланцевых формаций отложений. Для среднефранского этапа характерно резкое сокращение привноса обломочного материала и преобладание карбонатных осадков с примесью глинистого вещества. К этому этапу относится образование глубоководных бассейнов с некомпенсированным осадконакоплением в Камско-Кинельской системе прогибов. В этой системе прогибов и впадин с плоскими днищами глубиной до

400 м и флексуобразными бортами с семилукского времени и до раннего турне включительно накопилась сравнительно маломощная (250–300 м) доманиковая формация – глубоководные битуминозные кремнисто-глинисто-карбонатные отложения. На бортах Камско-Кинельских прогибов и впадин распространены рифогенные постройки общей мощностью до 450–650 м. Рифогенные постройки и барьерные рифы ограничивают глубоководные зоны с нарушенным газовым режимом вод, в которых накапливались карбонатно-глинистые илы, нередко битуминозные.

На **рубеже франа и фамена** начинается воздымание платформенной части ВЕК, слабо затрагивающее и запад шельфовой зоны, в пределах которой отмечается смена более глубоководных карбонатных осадков на мелкоководные их разности в мендымско-аскынское время.

В пределах западного склона Урала в позднем девоне имели место узкие, субмеридиональные островные поднятия, которые поставляли обломочный материал в морской бассейн.

К **концу девона** океаническая кора ВЕК была поглощена, и к зоне конвергенции поддвинулась переходная кора, что обусловило вовлечение в более глубоководные условия всей перикратонной части континента. При вхождении в глубоководную зону желоба формаций континентального склона и подножия на них образовывались наиболее глубоководные кремнистые и кремнисто-глинистые отложения. В пределах границы шельф–склон, в условиях начала формирования прогибов и сводов, накапливались осадки переходных фаций; на поднятиях – терригенно-карбонатный тип разреза; в депрессиях – карбонатно-терригенный, с присутствием окремненных карбонатов, кремнистых илов и алевритов. Шельфовой части отвечает появление в доманиковом горизонте среди карбонатных осадков углистых их разностей и прослоев углистых глин.

На рубеже поздний девон–ранний карбон окраины ВЕП подверглись процессам тектоно-магматической активизации, выразившейся в формировании ограниченных глубинными разломами грабенообразных структур и проявлении магматизма щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава. В восточной периферии ВЕП активизация тектонических процессов началась еще в живете, когда в Волго-Уральской антеклизе заложился Казанско-Кажимский грабенообразный прогиб и обособилась Татарско-Коми-Пермяцкая зона сводовых поднятий.

На примыкающей к платформе территории западного склона Урала в это время происходит воздымание [21] с внедрением интрузий базитов–ультрабазитов со щелочным уклоном (*кусьинско-красновишерский, усвинский комплексы*), в том числе – кимберлитов–лампроитов (*чикманский комплекс*), что свидетельствует о главенствующей роли процессов растяжения коры и глубинности очагов магмогенерации. Проявления активизационного магматизма связаны с системами разломов уральской и северо-восточной ориентировки. Преобладают дайки габродолеритов и долеритов, образующие мощные, протяженные пояса вдоль субмеридиональных разломов, особенно многочисленные на пересечении последних с глубоинной Пермской зоной (рис. 6). Следует подчеркнуть, что именно к этому этапу отно-



сятся зоны ТМА на севере Кольского полуострова и Зимнем Берегу, где с ними связана промышленная алмазонаосность.

**Нижнекаменноугольная эпоха** на исследованной территории в основном представлена мелководными отложениями – известняками и мергелями. Только для визейского и турнейского ярусов характерны груботерригенные толщи, свидетельствующие о наличии локальных поднятий. Максимум регрессии достигла в начале визейского века, когда континентальный режим господствовал не только на всей платформе, но и в пределах бывших континентального шельфа и границы шельф–склон, где в раннекоксвинское время отмечался перерыв в осадконакоплении.

**В турнейско-визейское время** закончилась субдукция океанической коры и началась коллизия Тагильской дуги с краем ВЕК. Если начальному этапу коллизии соответствовало некоторое воздымание континентального склона, шельфа и платформы, то в результате поддвига с погружением в зону смятия континентального склона началась очередная трансгрессия. Ранней стадии трансгрессии (ранний визе) на континентальном шельфе соответствовали мелководные прибрежно-морские условия осадконакопления с формированием глинисто-песчаной угленосной толщи, содержащей линзы сидеритов и железистые конкреции.

На платформе, в восточной ее части, осадконакопление продолжилось в бобриковское время, а в дальнейшем трансгрессия охватила уже всю территорию и вслед за тектонически активным девонским периодом наступила эпоха относительного равновесия без каких-либо существенных противопоставлений в тектоническом развитии отдельных участков. На большей части платформы (в пределах территории листа) связь бассейна с открытым морем была затруднена и в лагуне формировались доломиты с линзами гипса и ангидрита.

В западной части Уральского подвижного пояса на рубеже **раннего и позднего визе** фиксируется небольшой перерыв в осадконакоплении, свидетельствующий о кратковременном сжатии. К западу на платформе к началу позднегерцинского этапа морской бассейн сохранялся только в пределах восточного склона формирующейся Волго-Уральской антеклизы (Волго-Камская моноклиза), открытой на восток, к Уралу, и особенно хорошо выраженной в отложениях пермского структурного подъяруса. К завершающей стадии раннегерцинского этапа относится закрытие Камско-Кинельской системы прогибов.

В целом для ВЕК раннегерцинский этап характеризовался большой тектонической активностью с проявлением разрывной тектоники в условиях преобладания процессов растяжения литосферы над сжатием.

Начальная, трансгрессивная стадия **позднегерцинского этапа** представлена в пределах Волго-Камской моноклизы комплексом терригенных и терригенно-карбонатных формаций поздневизейского и башкирского возраста. С серпуховским временем в связи с аридизацией климата и образованием лагун в прибрежной зоне связано отложение гипсов и ангидритов. Этот тектоно-седиментационный цикл завершился региональным поднятием и осушением большей части платформенного бассейна.

В **ранней перми** в зону конвергенции последовательно поддвигался, сминаясь и тектонически послойно расслаивался перекрытый шельфовыми формациями край ВЕК. Поддвиг легких сиалических масс привел к ускоренному росту коллизионного орогена с одновременным формированием остаточного желоба, интенсивному размыву аккреционной призмы, сложенной батиальными формациями, и формированию орогенного комплекса.

В **ассельский и сакмарский века** эта неширокая зона активного опускания располагалась значительно восточнее современного Предуральского прогиба. В пределах вырождающегося шельфа в этот период, как и в позднем карбоне, продолжалось накопление мелководных органогенно-детритовых известняков, а на перегибе шельф–склон прогиба (сегодня – передовые складки Урала) формировались рифогенные постройки. Западнее продолжались тектонические движения умеренной амплитуды, не отличавшиеся от таковых каменноугольной эпохи.

**Артинский век** ознаменовался началом крупной перестройки структурного плана ВЕК, связанной с продолжающимся сжатием и замыканием Уральской океанической структуры. На северо-западе площади это сказалось в сокращении морского бассейна, на востоке – в перемещении Предуральского прогиба в область перикратона. В результате в начале века вдоль Палеоурала образуется узкая меридиональная компенсационная структура, которая, вследствие развития коллизионных процессов и миграции в западном направлении, становится позже собственно краевым прогибом. Начальному этапу накопления орогенной формации в пределах сегодняшних передовых складок Урала соответствует значительное погружение области ассельско-сакмарских органогенных построек с накоплением в раннебурцевское время глинисто-карбонатного материала. Активно погружающийся прогиб выполняется сероцветной молассой, формирующейся из обломочного материала, сносимого с аккреационной призмы (*талицкая, сытучинская, бисертская и другие свиты*). Западнее располагалась занятая мелководным шельфом область, продолжающая развиваться как типичная платформа, но и здесь карбонатные формации частично сменяются на карбонатно-терригенные, а отрицательные движения создают наклоненную к востоку моноклиаль.

Во **второй половине кунгурского века** начинается регрессия морского бассейна. На большей части площади образуется обширная аккумулятивная равнина с лагунами, заливами и озерами, заполненными пресными и солоноватыми водами. На фоне нового поднятия Урала и сопряженного с ним опускания Предуральского прогиба речные потоки выносят в предгорные заливы огромную массу обломочного материала. Увеличивается приток пресных вод, что приводит к смене эвапоритовых формаций сероцветными терригенными или карбонатно-терригенными. В конце кунгурского века в пределах приморской аккумулятивной равнины в условиях продолжавшихся опускающих формируется верхняя (красноцветная) моласса (*шешиминская, устькуломская свиты*). Режим осадконакопления в это время неоднократно испытывал колебания, на что указывает быстрая смена грубообломочных пород глинами, а плохая сортировка материала свидетельствует о переносе его на очень не-большое расстояние.

К кунгурскому времени относится шарьирование с востока отложений континентального склона и его подножия, перекрывших значительную часть восточной половины бывшего континентального шельфа с образованием сложнопостроенной чешуйчато-надвиговой структуры. Примерно в конце ранней перми зарождаются пологие своды на месте будущих высокоамплитудных поперечных поднятий. Бассейн прогиба обособляется от открытого моря, и морская моласса сменяется лагуной. В условиях аридного климата и быстрого погружения дна накапливаются мощные сульфатные и песчано-глинистые осадки, являющиеся верхним членом нижней молассы. В иренское время в пределах Соликамской впадины (Косьвинско-Красновишерская подзона Соликамско-Дуванской СФцЗ) возникли благоприятные условия для формирования каменных и калиево-магниево-сульфатных солей (*березниковская свита*). На платформе в это время осаждались лагунные карбонаты, глины и сульфаты.

**В послекунгурское время** в складчатость были вовлечены еще более западные районы бывшего шельфа и прилегающего прогиба. Мощная аккреционная призма, сложенная скученными батинальными формациями, была размыта. На эрозионный срез высокогорного коллизионного орогена в новообразованных поперечных поднятиях вышли шельфовые комплексы, а местами и породы фундамента.

На Урале в позднепермское время имели место процессы коллизионного сжатия, в результате которых падавшая к юго-востоку *зона субдукции* была преобразована в Главный Уральский разлом (ГУР), представляющий собой переменной ширины полосу динамометаморфизованных пород с сильно нарушенным первичным залеганием и серией плоскостей сместителей с крутым восточным падением у поверхности (70–80°) и выполаживанием с глубиной до 30° и менее. Большинство исследователей рассматривает зону ГУР как границу палеоконтинентального и палеоокеанического (палеоостроводужного) секторов Урала [74, 130, 135]. Вслед за А. В. Пейве и др. мы считаем, что в формировании этой региональной тектонической структуры основная роль принадлежит горизонтальным перемещениям вещественных комплексов, и на этом основании интерпретируем Главный Уральский разлом как надвиг (ГУН).

Орогенез Урала, особенно интенсивно проявлявшийся начиная с поздней перми, вовлекал в поднятия и прилежащие области Предуральского прогиба, чем обуславливалась его миграция на запад, где морские платформенные формации сменялись континентальными осадками прогиба.

**Пермский период** завершился общим поднятием территории и частичным размывом отложений в раннем триасе. Море отступило далеко на север, а на суше в условиях продолжающегося опускания передового прогиба в окислительной обстановке жаркого и засушливого климата накапливались фации аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. Материал в большом количестве поставлялся с Урала; увеличивающееся вверх по разрезу количество грубообломочных пород свидетельствует о все возрастающей высоте горных хребтов последнего.

Ввиду того, что все пермские отложения согласно залегают между собой и на карбонатных породах среднего карбона, можно с уверенностью говорить,

что складкообразование в пределах Бельско-Елецкого шельфа началось в послепермское время и завершилось в ранней юре.

**Позднетриасово-четвертичный (мезозойско-кайнозойский) этап развития.** К концу позднего триаса–началу юры в основных чертах Уральская мобильная область завершила свое существование. Образовавшаяся одноименная складчатая система со средней юры стала частью фундамента Урало-Сибирской эпигерцинской молодой платформы в составе Евразийского континента. Горная страна, сформировавшаяся на орогенной стадии, в платформенный период была денудирована и продолжала свое развитие в течение остальной части мезозоя и в кайнозойское как Урало-Сибирская молодая платформа. Однако, если территория Западной Сибири в мезозое и кайнозойское почти непрерывно опускалась, и там шло образование мощного осадочного чехла, то западная, уральская часть молодой платформы преимущественно оставалась приподнятой. В границах характеризуемой территории на приподнятом пенеппене формировались коры выветривания, остатки которых фиксируются на сохранившихся фрагментах допоздне меловой и олигоценовой поверхностей выравнивания.

Неотектонические поднятия, сформировавшие современное Уральское горное сооружение, начались, судя по всему, с миоцена.

Развитие тектонических движений в триасе повлекло за собой интенсивную эрозионно-денудационную деятельность, существенно преобладающую над темпом химического выветривания. В результате шло накопление полимиктовых песчано-грубообломочных толщ в отрицательных формах рельефа, соответствующих тектонически опущенным блокам, тектоническим зонам, долинам древних рек, озерным и морским ваннам.

**В поздне мезозойский этап** произошла тектоническая стабилизация. Теплый гумидный климат способствовал интенсивному химическому выветриванию с образованием кор выветривания по коренным породам и песчано-грубообломочным толщам. Активно этот процесс протекал на площадях карстообразования. Формировались россыпи юрского возраста.

**Поздний мел** и значительная часть **палеогена** – время морских трансгрессий. Резко снижается интенсивность эрозионно-денудационных процессов, практически прекращается образование новых россыпей. Часть россыпей перекрывается морскими и континентальными осадками.

**Эоцен-олигоценый этап** характеризуется сравнительно кратковременным оживлением тектонической активности на фоне умеренно теплого гумидного климата. На границе эоцена и олигоцена произошло заложение новой речной сети, представляющей собой сочетание меридиональных (унаследованных) и широтных (вновь разработанных) отрезков долин. Эта речная сеть сформировала россыпные месторождения олигоцен-миоценового возраста, в основном за счет размыва поздне мезозойских металлоносных осадков.

**Средне-позднемиоценовый этап** характеризуется относительным тектоническим покоем и засушливым климатом с кратковременными сезонами ливневых дождей. Формируются ложковые россыпи с глыбовым горизонтом в основании разреза.

**Плиоцен-четвертичный этап** характеризуется интенсификацией тектонических движений и, как следствие, формированием новой, сравнительно глубоко врезанной и разветвленной речной сети современных очертаний. С этим этапом связаны дифференцированные неотектонические движения сводово-блокового и блокового характера и ухудшение климата с трендом похолодания, приведшего к покровным оледенениям на севере площади.

В **раннем плейстоцене** и в предкамышловское время, в **начале позднего неоплейстоцена** наиболее интенсивно проявились неотектонические сводово-блоковые поднятия.

В сферу эрозии и денудации были вовлечены древние металлоносные осадки, что привело к формированию многочисленных богатых аллювиальных и ложковых плиоцен-четвертичных россыпей. Часть древних россыпей сохранилась на закарстованных площадях и на участках вдоль подножия возвышенностей, где произошло захоронение древнего металлоносного аллювия более молодыми аллювиальными, пролювиальными, делювиальными отложениями. Закарстованные площади и участки вдоль подножия возвышенностей перспективны для выявления погребенных промышленных россыпей.

Формирование аллювиальных эрозионно-аккумулятивных кустанайского, аккумуляевского, бреховского, черноскутовского, уфимского, исетского комплексов протекало по перстративному типу с инстративной составляющей; аккумулятивных камышловского и режевского комплексов – по перстративному типу с констративной составляющей. Формирование русловых фаций аллювия приходилось на периоды межледниковья, перигляциальных фаций – на периоды ледниковья.

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

### ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ

Основы геоморфологического районирования были заложены в середине прошлого века работами К. К. Маркова (1947 г.) и И. П. Герасимова (1948 г.). Заявленные в них принципы и критерии применительно к Уралу и Предуралью развиты Д. В. Борисевичем (1968 г.), а позднее детализированы А. П. Сиговым с соавторами (1969, 1981 гг.). На базе этих источников и построено районирование территории листа О-40. Ее охватывают фрагменты двух крупнейших единиц (геоморфологических провинций) – Русской равнины (*I*), занимающей большую западную часть трапеции, и Уральского кряжа (*II*) на восточной периферии листа. Первая представлена Предуральской геоморфологической областью ( $I_1$ ); в ранге геоморфологических районов обособляются Камско-Вятское поднятие ( $I_1^1$ ), Верхнекамская депрессия ( $I_1^2$ ), Уфимское плато ( $I_1^3$ ) и Юрюзанско-Сылвинская депрессия ( $I_1^4$ ). Кряж дифференцируется здесь на две зоны: холмисто-увалистого рельефа ( $II_1$ ) и низкогорного рельефа ( $II_2$ ); в каждой из них выделяются по два района: соответственно «западного склона и предгорий Среднего Урала» ( $II_1^1$ ) и «осевой части Среднего Урала» ( $II_1^2$ ) – в первой; «приподнятых горных массивов Среднего Урала» ( $II_2^1$ ) и «остаточных гор восточного склона Среднего Урала» ( $II_2^2$ ) – во второй. Названные таксоны хорошо увязываются на границах с элементами структурно-фациального районирования плиоцена–квартера.

Современный геоморфологический облик Урала возник в результате мезозойско-кайнозойских (в первую очередь, новейших–плиоцен-четвертичных) сводово-блоковых тектонических движений, на что указывают высотная ярусность рельефа, а также развитие на значительную глубину процессов химического выветривания и карстообразования. Каждый геоморфологический таксон в целом приурочен к той или иной форме тектонической структуры уралид, имеет характерное скульптурное выражение (обусловленное определенными геодинамическими процессами) и специфическую историю развития.

Центральный район кряжа представляет собою четко выраженную горную страну с типичным для Урала низкогорным рельефом; включает в себя ряд хребтов и «автономных» вершин, совпадающих с простираем геологических структур. В его пределах проходит главный водораздел, высота которого постепенно снижается от приполярных областей к Среднему Уралу и

вновь повышается к югу от листа. Полоса горного рельефа здесь имеет сужения и расширения, которые увязаны с распространением наиболее древних, устойчивых к химическому выветриванию докембрийских пород. При длительном селективном выветривании были выработаны контрастные формы мезорельефа с существенным перепадом высот. Наиболее значительные вершины приурочены к северной части площади: Конжаковский Камень (1569 м), Казанский Камень (1200 м) и Ольвинский Камень (1041 м); они сложены магматическими породами, наиболее устойчивыми к процессам выветривания. Южнее, к долине р. Чусовая высота хребтов понижается: гора Старый Камень (755 м), гора Синяя (600 м), гора Еловая (530 м); эти горные массивы также образуются на компетентных породах – преимущественно метаморфитах и базит-гипербазитовых магматитах. Для района характерны значительная энергия рельефа (превышения от 300 до 900 м), крутые склоны, V-образные долины рек, преобладание физического и нивального типов выветривания с развитием гравитационных склоновых процессов. Значительный перепад высот объясняется интенсивностью и дифференцированностью неорогенических движений в срединных частях Уральского горного сооружения.

Холмисто-увалистый рельеф осевой части Среднего Урала, свойственный южной трети данного субрегиона, фиксируется на крайнем юго-востоке площади листа. Наиболее высокие отметки приурочены там к хребтам Коноваловский Увал (724 м), Бардым (681 м), вершинам Гладкая (573 м) и Устиг (601 м). Они совпадают с ядрами антиклиналей, выполненных вулканитами и метаморфитами, а также с гранитоидными батолитами. Долины рек консеквентные, имеют субмеридиональную ориентировку, совпадающую с простиранием палеозойских; обычно они относительно широкие, корытообразные, с хорошо развитым комплексом низких надпойменных террас, с делювиальными шлейфами у тыловых швов. Широтные antecedentные отрезки речной сети, напротив, более узкие, с крутыми V-образными склонами, фрагментами цокольных террас; подобный мезорельеф обусловлен преобладающей донной эрозией. Энергия рельефа составляет 250–350 м, что согласуется с амплитудой неотектонических воздыманий.

Увалистый рельеф западного склона и предгорий Урала образует широкую полосу (несколько сужающуюся к югу); он примыкает с запада к двум вышеописанным районам, границы с которыми нерезкие. Среди орографических элементов здесь доминируют гряды (также меридиональные), на фоне выделяются заметно более высокие вершины. На междуречьях преобладают абс. отм. 420–450 м, отдельные вершины достигают 500 м и более: гора Молчанский Камень (713 м), гора Няровский Камень (773 м), гора Высокая Еква (498 м). К долине р. Чусовая максимальные отметки понижаются до 350–400 м и вновь незначительно возрастают на самом юге площади: гора Сабарский Увал (550 м), гора Долгая (423 м) и др. Западная часть рассматриваемой полосы отвечает флангу моноклинория, складки которого выполнены здесь терригенными морскими формациями позднего палеозоя. Положительные формы микрорельефа связаны с прослоями песчаников и кварцитов, устойчивых к выветриванию. Сравнительно крупные речные долины преимущественно поперечные (субширотные) или диагональные. В верхнем течении

водотоков они нередко наследуют палеодолины раннего миоцена и имеют дряхлый облик с меандрирующими руслами (реки Межевая Утка, Серебрянка и др.). Река Чусовая в своем среднем течении имеет «молодой» облик, глубоко врежется в коренные породы, формируя крутые борта (участками каньонообразные) с фрагментами высокоцокольных террас; среди рельефообразующих факторов преобладает донная эрозия. Энергия рельефа составляет 200–250 м, что коррелируется с амплитудами неотектонических движений.

Остаточные горы восточного склона Среднего Урала распространены на северо-востоке территории, с запада примыкают к району приподнятых горных массивов. В плане этот таксон совпадает с областью распространения осадочно-вулканогенных формаций среднего палеозоя (насыщенных малыми интрузиями различного состава), формирующих Нижнетагильскую синклиналь. Отметки междуречий – 320–450 м; выделяются отдельные вершины, такие как гора Качканар (878 м), гора Арбатский Камень (490 м), гора Толстая (594 м), сложенные магматитами основного–ультраосновного состава, устойчивыми к комплексному выветриванию. Абсолютные отметки этой полосы заметно понижаются в восточном направлении до 270–300 м. Пониженные участки рельефа, имеющие субмеридиональную ориентировку, приурочены к выходам карбонатных пород; с ними, как правило, связаны древние эрозионно-структурные депрессии позднего мезозоя и раннемиоценовые палеодолины. Гидросеть восточного склона имеет ортогональное строение (с преобладанием субширотных направлений) и в основном юный облик; лишь в депрессиях она выглядит дряхлой, с меандрированием русел и пологими склонами. В частности левые притоки р. Тура узкие, глубокие и скалистые; в среднем же своем течении, приуроченном к субмеридиональной корытообразной депрессии позднего мезозоя, основной водоток имеет форму равнинной реки с малыми уклонами, обилием стариц и низкими берегами. Энергия рельефа самой восточной полосы варьирует от 150 до 250 м.

Русская равнина, на площади листа представленная своей восточной окраиной, как уже было сказано, подразделяется на четыре геоморфологических района. Прилегающая к Уральскому кряжу Ю р ю з а н с к о - С ы л в и н с к а я депрессия является денудационной выположенной поверхностью, развитой на слабодислоцированных пермских терригенных (преимущественно морских) формациях, выполняющих западную часть Предуральского палеопроегиба. Максимальные абсолютные отметки междуречий составляют 300–350 м, понижаясь в северо-западном направлении до 250 м. Поверхность почти ровная, слабовсхолмленная, с отдельными сопками (абс. отм. до 412 м), сложенными устойчивыми к выветриванию гравелитами и песчаниками, бронируемыми устойчивыми вершины. Склоны пологие, перекрытые делювиальным «плащом». Долины рек преимущественно субмеридиональные, неконсеквентные, широкие, с террасированными склонами. Энергия рельефа незначительная – 80–120 м.

Уфимское плато в виде своеобразного «выступа» локализовано в южной половине территории листа, в срединной его части. На востоке по сравнительно крутому тектоническому уступу оно резко граничит с упомянутым выше районом, на западе постепенно переходит в Верхнекамскую депрессию. В восточной части плато (до Красноуфимска) четко прослеживается



меридиональная холмистая гряда с максимальными отметками увалов до 420 м (иногда 504 м); ее происхождение связывается с неотектоникой (возможно, солянокупольной). На север и запад высоты междуречий плавно понижаются до 280–320 м в соответствии с общим уклоном выровненной поверхности. Коренным основанием плато служат слабодислоцированные пермские терригенные и галогенные формации (разрушенные в верхней части до площадных кор выветривания), перекрытые элювиально-делювиальным чехлом неоплейстоцена. Долины рек и здесь преимущественно субмеридиональные, инсеквентные, узкие (зачастую каньонообразные), глубоко врезаемые в коренные породы, с активной современной донной эрозией. Энергия рельефа в пределах названной выше холмистой гряды (долина р. Уфа) составляет 120–150 (до 200) м, на остальной территории района – до 100 м.

Верхнекамская депрессия окаймляет субмеридиональный отрезок долины р. Кама. Она наследует структуру одноименной впадины, сформированной на позднепермских терригенных породах и характеризуется отметками междуречий 180–250 м (до 300 м) и общим уклоном поверхности на юго-запад. Здесь широко распространены субазральные отложения (лессониды) неоплейстоцена. Депрессия в целом имеет слабовсхолмленный равнинный рельеф, сильно расчлененный лишь в придолинных частях р. Кама ее притоками. Долина последней субмеридиональная, консеквентная, широкая, с террасированными склонами; энергия рельефа составляет здесь 100–130 м.

Камско-Вятское поднятие своей юго-восточной периферией примыкает к Верхнекамской депрессии. Оно является частью Камско-Башкирского свода, имеет равнинный рельеф (фрагментами сильно расчлененный водотоками) с абсолютными отметками поверхности 150–200 м (до 260 м) и относительными превышениями до 100 м (редко 120 м). Речные долины послеледниковые, вмещают комплекс низких аккумулятивных террас.

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ КАТЕГОРИИ РЕЛЬЕФА

### Денудационная группа

Конструктурные денудационные склоновые поверхности в ряду генетических типов рельефа являются таксонами второго порядка. Они созданы препарировкой протерозойских и палеозойских пород (ранее структурно преобразованных) процессами селективного выветривания; распространены в геоморфологических районах низкогорья и холмисто-увалистой полосы, обусловливая своеобразие облика (морфоскульптурного выражения) каждого из них. По литолого-петрографическому составу коренных пород выделяются поверхности на сложно дислоцированных метаморфических (1), интрузивных (2), вулканогенных и вулканогенно-осадочных (3), а также морских терригенно-карбонатных (4) и карбонатных (5) формациях. Склоны, образованные на метаморфических породах, имеют разную крутизну и форму, они преимущественно прямолинейно-выпуклые или вогнуто-выпуклые, реже прямолинейно-вогнутые и ступенчатые, ими образован грядовый и холмисто-увалистый рельеф. На интрузиях формируются в основном крутые склоны с

выпукло-вогнутым профилем (низкогорный рельеф); на вулканитах – средней крутизны прямолинейно-вогнутые (грядово-холмистый рельеф); на морских терригенно-карбонатных – средней крутизны прямолинейно-вогнутые и ступенчатые (холмисто-увалистый рельеф); на карбонатных – крутые ступенчатые, с отвесными участками (грядово-останцовый рельеф). На уплощенных вершинах этих поверхностей (особенно в зоне увалистого рельефа) фрагментами сохранились останцы мезозойских площадных кор выветривания, что позволило Д. В. Борисевичу и А. П. Сигову относить их к поверхностям выравнивания древних пенепленов. На склонах описываемой категории широко развиты неоплейстоценовые гравитационные образования; на этом основании возраст структурных литоморфных поверхностей принимается в интервале мезозой–квартер.

Аструктурные денудационные элементы рельефа широко распространены на Русской равнине. Это слабовсхолмленные или субгоризонтальные поверхности с останцами на возвышенностях; развиты они на выветрелых породах терригенной морской (8) и терригенно-галогенной (9) формаций позднего палеозоя, перекрыты маломощным чехлом рыхлых отложений неоплейстоценового возраста. Время формирования субгоризонтальных литоморфных поверхностей Русской равнины, по наличию в галогенном карсте миоценовых образований, устанавливается как неоген-четвертичное. Более молодой склоновой разновидностью этой группы являются поверхности преимущественно эрозионного врезания и денудации (7), обрамляющие современные речные долины и имеющие ступенчатый поперечный профиль; последний обусловлен разноуровненными речными террасами. Возраст этих поверхностей принимается соответствующим времени накопления аллювия, то есть поздний плиоцен–квартер ( $N_2^2-Q$ ). В области распространения поверхностей, созданных совместной деятельностью ветра, плоскостного смыва и криоэлювиальных процессов (6), а также (только на северо-западе территории листа) покровных оледенений, время их формирования отчетливо постгляциальное, поэтому возраст денудационно-субаэриальной поверхности Верхнекамской депрессии принимается по сингенетичному (и синхронному) ей покровному комплексу как неоплейстоценовый ( $Q_{I-III}$ ).

### Аккумулятивная группа

Субгоризонтальные аккумулятивные поверхности представляют собой макроформы рельефа, образовавшиеся в процессе седиментации; более дробно они классифицируются в зависимости от генезиса и возраста.

Аккумулятивные низкие надпойменные и пойменные террасовые уровни (10) выполняют нижний ярус поверхности врезания. Они развиты в долинах всех рек, слагая низкую и высокую поймы, режевскую и камышловскую надпойменные террасы. Относительные высоты площадок сильно варьируют в зависимости от ранга водотока и положения террасы в продольном профиле долины: для пойм – 2–8 м, режевской террасы 6–15 м, камышловской – 10–20 м. Ширина поверхностей также сильно изменяется, увеличиваясь до 5–7 км в низовьях рек. В соответствии с крайними значениями возраста камыш-

ловского аллювия, с одной стороны, и поймы, с другой, поверхность нижнего яруса эрозии датируется поздним неоплейстоценом–голоценом.

Фрагменты площадок высоких цокольных надпойменных террас – исетской, уфимской, черноскутовской, бреховской, аккумуляевской и кустанайской формируют верхний ярус поверхности врезания (11). Относительные высоты их колеблются от 20 до 60 м в зависимости от положения террас в поперечном и продольном профилях долин. Ширина площадок в целом меньше, чем у форм аккумулятивного цикла, так как они в значительной степени уничтожены эрозией. Временной интервал формирования поверхности верхнего яруса датируется поздним плиоценом–средним неоплейстоценом.

Ледниковая (и водно-ледниковая) поверхность раннего неоплейстоцена (15) развита на Верхней Каме и в северо-западной части Пермского Предуралья; позднего неоплейстоцена (14) – в северо-восточном углу площади (восточный склон и предгорья Среднего Урала). Обе поверхности неровные, с многочисленными буграми, западинами и заболоченными понижениями. Водно-ледниковые формы раннего неоплейстоцена представлены фрагментами зандров, имеющих покровное залегание. Поверхности расчленены молодыми водотоками и в значительной степени эродированы.

Современные палюстринные, озерно-палюстринные поверхности (12) имеют ограниченное распространение и малые площади. Образование их связано с зарастающими озерными ваннами, а также старицами в долинах крупных рек; последние хорошо выражены в среднем течении р. Кама. Голоценовый возраст обоснован биостратиграфическими данными.

Фрагменты эоловых поверхностей (13) голоценового возраста также приурочены к долине р. Кама. Они образованы песками со слабо выраженным бугристо-дюнным рельефом и часто покрыты сосновыми лесами; хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Возраст подтвержден термолюминесцентным анализом.

### **Палеогеографические структуры**

К ним относятся разной величины фрагменты позднемезозойских структурно-эрозионных депрессий, раннемиоценовых палеодолин, а также переуглубленные долины прарек эоплейстоцена и раннего неоплейстоцена.

Депрессии позднего мезозоя отображены на Геоморфологической карте Урала масштаба 1 : 500 000 (Сигов и др., 1981); ниже приводится их краткая характеристика. В пределах площади выделяются три такие депрессии: Туринско-Богословская, Ревдинско-Шишимская и Сергинско-Уфимская. Они не выражены вовсе (или очень слабо проявлены) в современном рельефе, будучи погребенными.

Туринско-Богословская депрессия прослеживается в меридиональном направлении вдоль восточной рамки листа, ширина ее достигает 15 км. Восточнее г. Североуральск там бурением вскрыты кварцево-кварцитовые галечники с заполнителем из белых каолиновых глин, считающихся аналогом лангурской свиты юры. Эти (предположительно, нижнемеловые) отложения приурочены к закарстованным известнякам днища депрессии.

В пределах Ревдинско-Шишимской депрессии, слабо выраженной в современном рельефе, в районе г. Первоуральск встречен аллювий предположительно мезозойского возраста.

Сергинско-Уфимская депрессия локализована в полосе распространения морских существенно терригенных формаций позднего палеозоя с корами выветривания в кровле. Вблизи городов Михайловский и Нижние Серги к ней приурочены месторождения каолиновых белых глин и кварцевых песков, связанных с беликовой толщей нижнего мела. Все депрессии совпадают с древними межгорными понижениями и характеризуются наличием в субстрате терригенно-карбонатных и карбонатных карстующихся пород. Возраст их, по сингенетичным образованиям, датируется поздним мезозоем (предпочтительно мелом).

Палеодолины раннего миоцена имеют более широкое распространение, развиты преимущественно в восточной (горной) части площади. Они слабо проявлены в рельефе, нередко наследуются современными водотоками. Ширина палеодолин составляет от 2 до 10 км, глубина вреза – до 50 м; с позднемезозойскими депрессиями они обычно не связаны. Наиболее протяженной является Чусовская палеодолина, синхронные осадки которой слагают пятую (по Д. В. Борисевичу) террасу древнего (высокого) яруса рельефа долины р. Чусовая. Автором эти отложения наблюдались в левом ее борту (карьер у дер. Крыласово); они представлены кварцевыми гравийными песками с галькой бурых железняков. Детально палеоаллювий изучен Н. В. Кинд в 1946 г. в районе Мокропольского месторождения огнеупорных глин. Сербрянско-Висимская палеодолина исследована Е. Н. Щукиной (1959 г.). Автором обобщены геологические материалы по Койвинской, Висимской и Репнинской палеодолинам (Стефановский, 2006). Установлено, что сингенетичный аллювий заполнения сформирован за счет размыва позднемезозойских кор выветривания и древних речных отложений. Сложен он преимущественно кварцевыми галечниками и песками с линзами и прослоями черных глин, вмещающих растительные остатки. По макрофлоре и спорово-пыльцевым данным устанавливается раннемиоценовый возраст аллювия, субсинхронного заложению палеодолин.

Прадолины (или переуглубленные долины современных рек) вскрыты скважинами в бассейнах Верхней Камы и Глухой Вильвы. Глубина залегания ложа долин зафиксирована на отметках 30–40 м ниже современного уреза воды. Происхождение переуглублений связывается с донной эрозией, а на севере площади, возможно, с ледовым выпахиванием в период древнего оледенения, вызвавшим образование глубоких сешей. Прадолины выполнены аллювиальными и гляциальными образованиями в интервале от раннего плиоцена (кинельская свита) по ранний неоплейстоцен, возраст обоснован карпологическими и палинологическими данными (по С. А. Яковлеву, 1956; Г. И. Горецкому, 1964; В. Л. Яхимович, 1971).

## ЛОКАЛЬНЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Среди подобных форм различаются эндогенные и экзогенные. К первым относятся дизъюнктивные дислокации в коренных породах, омоложенные неотектоникой. На геоморфологической схеме нашли отражение лишь основные разломы, совпадающие с границами крупных тектонических блоков и определяющие контуры геоморфологических районов. Они в разной степени выражаются в рельефе: структурно-денудационными уступами, появлением в продольном профиле долин высоких цоколей террас, выходами коренных пород в руслах рек, а также зонами повышенной трещиноватости и обводненности в субстрате. Структурно-денудационные уступы связаны как с омоложенными разломами (в этом случае они имеют крутые западные бровки), так и с гребнями устойчивых к выветриванию пород (кварцитов, кварцито-песчаников и т. п.), выведенными на дневную поверхность.

К экзогенным формам (таковых большинство) относятся проявления карбонатного и галогенного карста, а также курумники, эоловые бугры, овраги. Останцы площадных позднемезозойских кор сохранились в полосе холмисто-увалистого рельефа на выровненных участках междуречий. По мнению уральских геоморфологов, участки с корами выветривания являются останцами поверхности выравнивания среднего яруса рельефа кряжа. На верхнем ярусе низкогорья фрагменты гипергенных образований не сохранились (эродированы). Коры выветривания считаются сингенетичными образованию денудационного рельефа.

Карстовые формы, широко распространенные на площади листа, развиваются на карбонатных и галогенных породах коренного субстрата. Формированию карста, кроме того, благоприятствуют особенности тектоники (в частности густота и направление трещиноватости), чистота карстующихся пород (наличием минеральных включений), высокий уровень грунтовых вод и теплый гумидный климат. Предпочтительными для развития этих форм рельефа являются зоны стратиграфических и тектонических контактов между карстующимися и устойчивыми к карсту породами. По возрасту выделяются древний и четвертичный карст. Первый приурочен к структурно-эрозионным депрессиям позднего мезозоя и раннемиоценовым палеодолинам; второй – к современным долинам. Древние формы являются погребенными и вскрываются скважинами на глубинах до 100 м. Примером раннемиоценового карста могут служить воронкообразные полости на меридиональном отрезке р. Серебрянка, глубина которых составляет 50–60 м. Четвертичный карст, проявленный в виде пещер и воронок, детально изучен в долине р. Сылва у горы Кунгур (Кунгурская пещера). Спелеогенно-аллювиальные образования в открытой нише долины р. Сосьва (выше пос. Черемухово) были обследованы автором с коллегами (Струкова и др., 2006). Радиоуглеродный возраст этих образований – 18,9–28,5 тыс. лет. Примером активного проявления галогенного карста являются провальные процессы в г. Соликамск, приведшие к закрытию крупной шахты по добыче солей.

Вблизи высоких гольцовых вершин (Конжаковский Камень, Казанский Камень) гравитационно-солифлюкционными процессами формируются каменные россыпи (курумник), покрывающие склоны (имеют внес масштабное

выражение и на геоморфологической схеме не показаны ввиду большой нагрузки). Эоловые формы рельефа в виде сложенных алевритовыми песками мелких бугров имеют ограниченное распространение в долине р. Кама. Оврагообразование интенсивно протекает на равнинах Предуралья. Овраги формируются на рыхлых породах мелкими притоками рек в процессе попятной эрозии. Склоны оврагов крутые в верхней части и более пологие в низовьях; глубина вреза достигает 10 м. Техногенные формы мезорельефа (карьеры, отвалы и пр.) обусловлены хозяйственной деятельностью человека.

## НЕОТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Проявления неорогенических движений на Среднем Урале изучались В. П. Трифоновым (1960, 1971 гг.), В. А. Сиговым (1971 г.) и другими исследователями. По их данным, амплитуды подвижек в районах приподнятых массивов низкогорья составляют от 300 до 700 м, в зоне холмисто-увалистого рельефа и в районах остаточных гор восточного склона – 200–300 м. Близкие амплитуды характерны для Уфимского плато и Юрюзанско-Сылвинской депрессии Восточного Предуралья – до 200 м; для Верхнекамской депрессии и Камско-Вятского поднятия Русской равнины – 100–150 м. По материалам В. П. Трифонова, вдоль долины р. Чусовая прослеживается субширотная неотектоническая флексура, к зоне которой приурочены пониженные отметки междуречий. Современные (голоценовые) деформации, исходя из результатов точных нивелировок по линии железной дороги Киров–Пермь–Екатеринбург и другим профилям (Кононенко, Халевин и др., 1990), довольно низкие: в пределах Камско-Вятского свода скорость воздымания до 1 мм/год; в Верхнекамской впадине – от –0,5 до +0,6 мм/год; в холмисто-увалистой полосе поднятия достигают 1 мм/год; в зоне низкогорного рельефа – до 3 мм/год. Параметры неорогенических движений увязываются с тектоническими структурами скального основания. Неотектонику следует признать основным фактором, обусловившим эволюцию макро- и мезорельефа и определившим границы геоморфологических районов.

Становление элементов современной оро- и гидрографии имеет длительную историю; помимо тектоники оно зависит и от палеогеографических условий седиментации рыхлых мезозойско-кайнозойских образований. Основные тектоно-климатические этапы формирования рельефа были намечены А. П. Сиговым (1969 г.). Для позднемезозойско-эоценового этапа характерны относительное тектоническое спокойствие суши и условия тропического (субтропического) гумидного климата, приведшие к повсеместной пенепленизации орогенного Урала. На олигоцен-раннемиоценовом этапе происходит оживление тектонической деятельности, на фоне умеренно теплого гумидного климата закладывается речная сеть меридиональной ориентировки. Позднемиоценовый этап был тектонически спокойным с умеренно теплым аридным климатом, способствующим развитию денудационных процессов и «педипленизации» территории. С последним (плиоцен-четвертичным) этапом на Урале связаны интенсивные и дифференцированные неотектонические движения сводово-блокового характера при общем ухудшении климата (с трен-

дом к похолоданию), что привело к покровным оледенениям на севере площади. При этом на востоке площади листа наиболее заметная роль в рельефообразовании, безусловно, принадлежит трансрегиональному «косому» разлому (здесь – долина р. Чусовая). Осложняющие его сближенные «встречные» ступенчатые сбросы обусловили самую характерную особенность юга Среднего Урала – наименьшие для кряжа высотные отметки с появлением холмисто-увалистого рельефа даже в осевой части хребта (зона  $\Pi_1^2$ ). В неоорогенический период (он продолжается и поныне) разрушение коренных объектов полезных ископаемых привело к возникновению россыпей золота, платины, алмазов, демантоида.

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа выявлены уникальное *Верхнекамское месторождение* натриевых, магниевых и калийных солей (ВКМС); многочисленные, в том числе крупные и одно уникальное (*Арланское*) месторождения нефти газа и газоконденсата; Кизеловский каменноугольный бассейн, выведенный из эксплуатации по экономическим соображениям. Для восточной части листа характерны месторождения и проявления железных руд, редких, цветных и благородных металлов, россыпи платины, золота. В центральной части листа установлены месторождения гипса, строительных материалов, минеральных промышленных вод, россыпного и коренного золота, платины, алмазов. Западная часть листа наиболее бедна полезными ископаемыми. Здесь в основном присутствуют месторождения строительных материалов и углеводородов.

Ниже приводится краткая характеристика основных видов минерального сырья.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### НЕФТЬ И ГАЗ

**Нефть, газ и газоконденсат** являются важнейшими полезными ископаемыми территории листа О-40. Доминирующее положение занимает нефть (более 80%), около 9% объектов относятся к комплексным газонефтяным, 3,5 – к газовым. Самостоятельных залежей газового конденсата не выявлено, он присутствует в качестве попутного компонента в отдельных нефтяных месторождениях (прил. 1).

Месторождения углеводородного сырья относятся к Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП), охватывая восточную часть *Восточно-Европейской платформы (Волго-Уральская антеклиза)* и южную часть *Предуральского краевого прогиба*. К этой провинции относят сейчас и примыкающую к прогибу полосу терригенно-карбонатных палеозойских отложений западного склона Урала, надвинутых на пермские терригенные осадки, в связи с установленной и предполагаемой нефтегазоносностью поднадвиговых зон.

**Волго-Уральская НГП** в целом характеризуется высоким уровнем освоенности ресурсов нефти (72,2%) и газа (61%). Начальные суммарные ресур-



сы (НСР) провинции составляют около половины ресурсов всей Восточно-Европейской платформы.

В границах листа О-40 промышленные залежи нефти и газа приурочены к девонским, каменноугольным и пермским терригенным и карбонатным отложениям. Месторождения и проявления УВ распространены по площади неравномерно: максимально на Башкирском своде, наименее в Соликамской впадине прогиба.

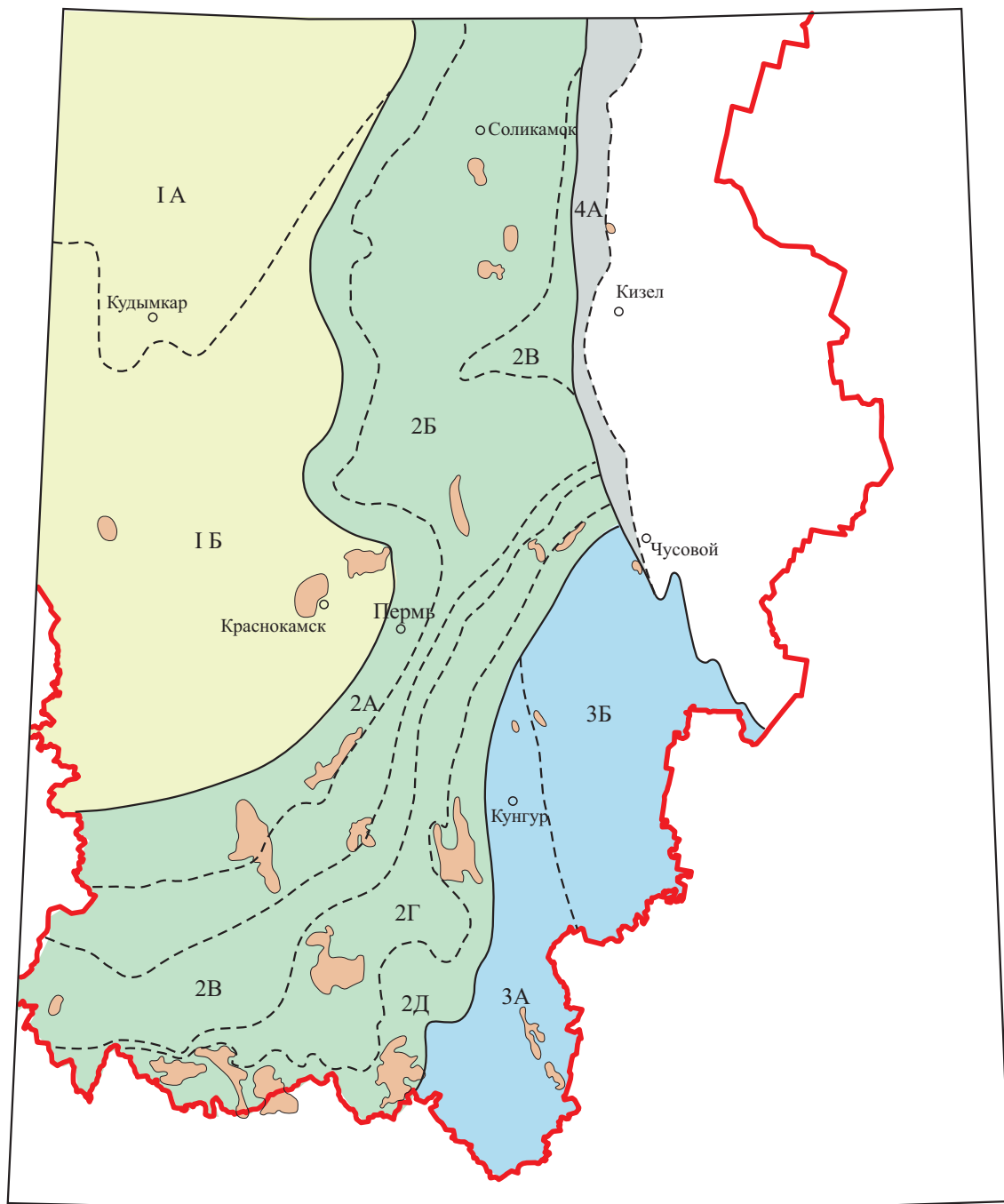
По состоянию на 1.01.2011 в Пермском крае, к которому относится большая часть территории листа, открыто 220 объектов углеводородного сырья (УВ), в том числе 194 нефтяных, 18 газонефтяных, три нефтегазоконденсатных и пять газовых. Разведанность начальных извлекаемых ресурсов нефти составляет 72 %, газа – 17 %. Освоенность начальных суммарных ресурсов (НСР) достаточно высокая (38 %), степень выработанности разрабатываемых месторождений составляет 54 %. Неразведанная часть ресурсов нефти составляет 24 % [107].

По оцененным запасам УВ основная часть объектов принадлежит к категории средних месторождений (84), 27 являются крупными, 69 – мелкими; 30 представляют собой проявления в различной степени освоенности. Газовые месторождения все относятся к категории мелких.

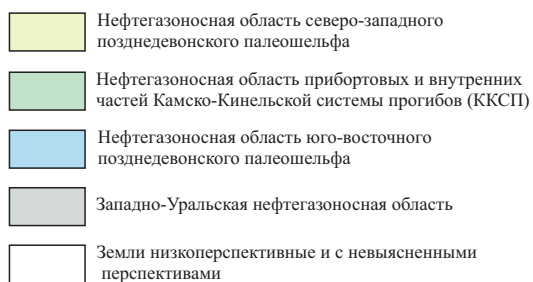
К числу наиболее крупных (более 50 млн т н. э.) относятся в частности месторождения нефти: Уньвинское (II-3-11), Баклановское (IV-2-24), Шумовское (V-1-41), Осинское (V-2-1), Москудыинское (VI-1-7), Шагиртско-Гожанское (VI-2-4); комплексные (нефть, газ): Ярино-Каменноложское (III-3-8), Батырбайское (V-2-23), Красноярско-Куединское (VI-2-10), Павловское (VI-3-2); и нефтегазоконденсатное Кокуйское (V-3-1). В границы листа О-40 попадает северная часть уникального месторождения нефти *Арланское* (VI-1-21), начальные извлекаемые запасы нефти которого (категорий А + В + С<sub>1</sub>) составляли 512 млн т.

Размещение большинства залежей УВ контролируется Камско-Кинельской системой прогибов (ККСП), на бортах которых большая часть их связана с рифами или структурами их облекания (рис. 8). В осевых зонах прогибов промышленные залежи нефти приурочены к локальным приразломным валам. В Предуральском прогибе залежи нефти и газа связаны как с рифовыми массивами, так и с антиклинальными складками. Тип залежей в основном пластово-сводовый, пластовый литологически экранированный; реже встречаются структурно-литологические и массивные залежи. Преобладающие типы ловушек – тектонический (структурный) и рифогенный; менее распространены седиментогенные и неструктурные ловушки. Региональными покрывками служат сульфатно-галогеенные породы кунгурского яруса, а также глины и плотные глинистые известняки тульского горизонта.

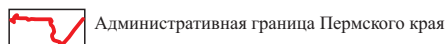
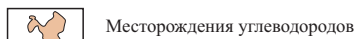
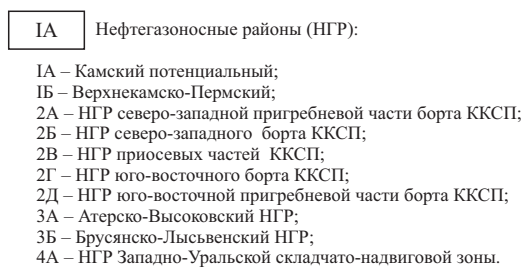
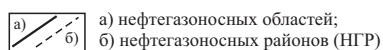
Основной объем добычи нефти определяет разработка небольшого числа крупных и средних месторождений, длительное время находящихся в эксплуатации, преимущественно в 54 % годовой добычи дают 11 месторождений, из которых запасы семи уже выработаны более чем на 50 %. 76 % добычи обеспечивают 22 месторождения, на 13 из которых извлечено уже более 50 % запасов.



Масштаб 1 : 2 500 000



Границы:



**Рис. 8. Схема нефтегазогеологического районирования Пермского края по верхнедевонскому уровню (из кн. «Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края», 2006 г.).**

Основные промышленные запасы свободного газа приурочены к карбонатным среднекаменноугольным (более 90 %) и визейским терригенным отложениям. Более 70 % начальных запасов свободного газа сконцентрировано на трех разрабатываемых месторождениях – Кокуйском, Батырбайском и Павловском; причем около трети запасов – в газовых залежах и две трети – в газовых шапках. Эти три месторождения дают 90 % годовой добычи свободного газа.

Остальные запасы в небольших количествах рассредоточены в 26 месторождениях. Все эти залежи в основном невелики по размерам: запасы в каждой составляют от 1 млн м<sup>3</sup> до 2,3 млрд м<sup>3</sup> на Комарихинском месторождении.

Основная часть объектов углеводородного сырья на территории листа О-40 принадлежит к Пермскому краю.

Месторождения углеводородов на территории Пермского края преимущественно многозалежные, характеризуются сложным геологическим строением. Характеристика всех месторождений приведена в базе данных; особенности наиболее типичных и крупных отражены в табл. 1.

Локализованная часть ресурсов УВ представлена ресурсами подготовленных и выявленных структур. По состоянию на 1.01.2010 г. на балансе Пермского края числятся 117 подготовленных и 164 выявленных структур. Большая часть их расположена на землях Нераспределенного фонда недр. По ожидаемому типу флюида абсолютное большинство структур относится к нефтяным и лишь 15 % к газонефтяным и газовым.

Промышленная нефтеносность в Пермском крае связана с девонскими, каменноугольными и пермскими отложениями, причем УВ распределены по разрезу крайне неравномерно. Более половины начальных суммарных ресурсов (НСР) содержится в визейском терригенном комплексе, почти четверть – в верхневизейско-башкирских отложениях (табл. 1).

Таблица 1

**Распределение начальных извлекаемых запасов (НИЗ)  
по разрезу палеозоя на территории Пермского края**

Нефтегазоносные комплексы	НИЗ, млн т	В том числе, %
Нижнепермский	8,3	0,7
Московско-верхнекаменноугольный	119,6	10,0
Верхневизейско-башкирский	270,0	22,7
Визейский терригенный	610,3	51,2
Верхнедевонско-турнейский	123,5	10,8
Девонский терригенный	54,2	4,6

Так же неравномерно распределена нефтеносность и по площади. На долю трех макроструктур (Башкирский и Пермский своды, Соликамская депрессия) приходится 69 % начальных извлекаемых запасов, а с учетом еще трех структур (дополнительно к вышеназванным – Бабкинская седловина, Верхнекамская впадина и Бымско-Кунгурская моноклираль – 96 % запасов). Таким

образом, на всю остальную территорию края остается только 4 % разведанных запасов нефти.

За пределами Пермского края, на территориях Башкортостана и Удмуртии, в границах листа к настоящему времени известно 27 месторождений различного ранга; преимущественно нефтяных, меньше нефтегазовых. Почти все они являются многопластовыми. Наибольший стратиграфический диапазон нефтегазоносности установлен на северо-западном склоне Башкирского свода и Бирской седловины, где залежи выявлены во всех нефтегазоносных комплексах – от терригенного девона до среднего карбона. Общее количество продуктивных горизонтов на отдельных месторождениях достигает 12–16.

Наиболее крупным является месторождение нефти *Арланское* (VI-1-21), открытое в 1954 г. Оно расположено в Бирской седловине, значительная часть площади месторождения попадает на территорию листа О-40. Промышленно нефтеносными являются песчаники терригенной толщи нижнего карбона, а также карбонатные породы турнейского яруса и алексинского горизонта. Залежи нефти приурочены к структурам облекания обширного (около 100 км в длину и 30 км в ширину) барьерного рифа фаменского возраста. Основной объект разработки – терригенная толща нижнего карбона, отличается сложным геологическим строением, что выражается в значительной расчлененности разреза (выделяют до девяти пластов песчаников), неравномерном распространении отдельных пластов по площади, резком увеличении мощности горизонтов и пластов. На участках эрозионных врезов коллекторами нефти являются мелко- и крупнозернистые песчаники и алевролиты, пористость их – 12–25 %, проницаемость – 0,05–1,83 мкм<sup>2</sup>, у алексинских песчаников – до 5 мкм<sup>2</sup>. Глубина залегания продуктивных пластов – 930–1450 м. Месторождение эксплуатируется, при разработке применяется заводнение пластов.

Ресурсы свободного газа сосредоточены в основном в пределах Юрюзано-Сылвенской впадины Предуральского прогиба. Намечается постепенный переход при движении от Урала на запад от газовых (*Бухаровское* (V-5-6), *Кедровское* (IV-5-15) и др.) к нефтегазоконденсатным (*Кокуйское* (V-3-1), газонефтяным (*Павловское* (VI-3-2), *Батырбайское* (V-2-23) и нефтяным (*Шумовское* (V-1-41), *Мишкинское* (V-1-14) и др.) месторождениям.

На территории листа О-40 нефтегазоносность зафиксирована по всему разрезу осадочного чехла, но промышленные скопления выявлены только на семи стратиграфических уровнях палеозоя.

На этом основании по материалам разведочных и добычных работ многих десятилетий выделяются региональные нефтегазоносные комплексы (НГК), ограниченные региональными покрывками или системами зональных пород-покрышек.

С учетом генерализации, определяемой масштабом карты, мы на характеризующей территории выделяем шесть нефтегазоносных комплексов (НГК): среднедевонско-нижнефранский преимущественно терригенный, верхнедевонско-турнейский карбонатный, нижне-средневизейский терригенный, верхневизейско-серпуховский карбонатный, среднекаменноугольный терригенно-карбонатный, верхнекаменноугольно-нижнепермский карбонатный.

Кроме перечисленных промышленно значимых НГК прогнозируется два потенциально нефтегазоносных комплекса – рифейский карбонатно-терригенный и вендский терригенный.

Наиболее широко распространены нефтегазоносные отложения нижне-средневизейского и среднекаменноугольного комплексов, которые установлены практически повсеместно.

**Среднедевонско-нижнефранский** преимущественно **терригенный НГК** принят в объеме от подошвы эйфельского или живетского ярусов до кровли кыновского горизонта. Девонские отложения трансгрессивно перекрывают разновозрастные породы верхнего протерозоя. Наиболее полный их разрез имеет место в крупной Краснокамско-Чусовской палеовпадине, где суммарная мощность отложений составляет 130–199 м. В зависимости от положения в палеоструктуре выделяются три типа разрезов: впадинный, бортовой и сводовый с различной стратиграфической полнотой и мощностями. Мощность девонских терригенных отложений увеличивается с востока на запад; в этом же направлении происходит улучшение коллекторских свойств пород.

В среднедевонско-нижнефранском НГК выделяется шесть продуктивных пластов (преимущественно нефтяных) песчаников и алевролитов, разделенных пачками глин и аргиллитов. Суммарная мощность пород-коллекторов достигает 70 м. Пористость их варьирует от 5 до 25 %, проницаемость – от 10 до 850 мД. Региональной покрывкой комплекса служат глинисто-карбонатные породы тиманского (кыновского) и саргаевского горизонтов. Основные запасы девонской нефти связаны с пластом Д-1 пашийского стратиграфического уровня.

Характерная черта основных месторождений нефти – приуроченность их к крупным, но малоамплитудным (25–50 м) структурам. Нефтяные залежи подразделяются на три типа: пластовые сводовые, структурно-литологические и литологически экранированные. Примерами пластовых сводовых залежей являются месторождения: *Караморское* (VI-3-9), *Капканское* (V-3-59). К структурно-литологическому типу относится большая часть залежей нефти этого НГК. Они связаны с пологими, слабо выраженными поднятиями амплитудой в несколько метров. Высота залежей, как правило, не превышает 15–20 м. Типичным является Гарюшкинская залежь, связанная с малоамплитудным куполовидным поднятием. Литологические залежи малы по площади, мощность продуктивных пластов не превышает первых метров. Примером объектов этого типа могут служить проявление *Зоринское* (III-3-15) на Пермском своде и месторождение *Чердынское* (на листе Р-40) в Соликамской депрессии.

Нефти девонских залежей малосернистые (0,02–1,4 %) с плотностью 0,815–0,920 г/см<sup>3</sup>, наиболее легкие – на территории Предуральяского прогиба. В нижнефранских отложениях легкие нефти (0,83–0,85 г/см<sup>3</sup>) с содержанием серы до 1 % встречены в пределах Башкирского свода. Утяжеление нефтей и обогащение их серой в целом для провинции наблюдаются с юга на север. Нефти этого комплекса ароматическо-метановые, а также – метаново-ароматические и нафтеново-метановые; попутные газы тяжелые, жирные, с содержанием азота до 40 %, метана – 40–60 %.

Месторождения этого НГК в основном однопластовые, приуроченные к верхним частям разреза терригенной толщи. Наиболее значительные запасы нефти этого НГК относятся к *Шагиртско-Гажанскому* (VI-2-4), *Андреевскому* (V-2-26), *Кустовскому* (VI-1-1), *Татышлинскому* (VI-2-12), *Югомашевскому* (VI-2-13) месторождениям.

Анализ палеотектонического развития территории и результаты геохимических исследований свидетельствуют о том, что среднедевонско-раннефранское время наиболее благоприятные для формирования нефтегазоматеринских пород (НГМП), условия соответствовали этапам морских трансгрессий и началу крупных регрессий.

***Верхнефранско-турнейский карбонатный НГК*** охватывает стратиграфический интервал от саргаевского до кизеловского горизонта и представлен отложениями мелководного и глубоководного шельфа.

Ареал промышленной нефтегазоносности этого НГК более обширен по сравнению со среднедевонско-нижнефранским и контролируется главным образом Камско-Кинельской системой некомпенсированных прогибов. Большинство залежей сосредоточено в турнейских рифогенных массивах на внешних бортах последних. Залежи нефти выявлены на глубинах от 350 до 2300 м. Высокоперспективными землями являются участки развития позднедевонских рифогенных сооружений в бортовых или внутренних зонах ККСП.

В разном объеме этот НГК распространен почти по всей территории Пермского края и является одним из главных нефтегазоносных комплексов региона (включает 61 месторождение). Для верхнедевонской части разреза характерны отложения доманиковых фаций мощностью до 100 м и рифогенные образования мощностью до 550 м.

Коллекторы представлены пористыми и трещиноватыми известняками и доломитами; значительная роль принадлежит рифовым образованиям, распространенным преимущественно в бортовых зонах ККСП. Именно с рифовым типом разреза в узкой полосе вдоль границы мелководного и глубоководного шельфа связана основная нефтегазоносность этого стратиграфического уровня. Органогенные массивные известняки и доломиты достигают здесь мощности 600–650 м.

Для районов глубоководного шельфа выделены два типа разрезов: рифовый и межрифовый. Первый представлен одиночными рифовыми постройками и атолловыми сооружениями и характеризуется преобладанием органогенных, органогенно-обломочных известняков и доломитов, массивных и толстослоистых. Межрифовый тип разреза приурочен к осевой зоне ККСП и представлен темноокрашенными битуминозными, глинисто-кремнисто-карбонатными разностями пород.

Нефтенасыщенность девонской и каменноугольной частей разреза различна для платформенной и Предуральского прогиба. На платформенной части территории к турнейскому ярусу приурочено 78 % залежей, к фаменскому – 17 % и к франскому – 5 %. В прогибе 50 % залежей относится к фаменским отложениям, 39 % – к турнейским и 11 % – к франским.

В составе комплекса выделяется до 12–15 продуктивных пластов. Региональной покрывкой верхнефранско-турнейского НГК служат аргиллиты ма-

линовского надгоризонта или глинисто-карбонатные отложения верхней части турнейского яруса (турнейско-кажимский карбонатно-терригенный флюидопор).

Промышленная нефтеносность в основном приурочена к отложениям турнейского яруса Верхнекамской впадины, Башкирского свода и Предуральского прогиба. Месторождения, как правило, многопластовые, залежи массивные, сводового типа. К этому стратиграфическому уровню относятся месторождения *Батырбайское* (V-2-23), *Алтыновское* (V-4-13) и др.

Для комплекса характерны нефти с различными свойствами. Легкие нефти и конденсаты с плотностью менее  $0,80 \text{ г/см}^3$  приурочены к складчато-надвиговой Западно-Уральской зоне и к прилегающим с запада районам Предуральского прогиба. Нефти месторождений южной части территории характеризуются плотностью  $0,880 \text{ г/см}^3$ . В восточных районах распространены нефти мало- и среднесернистые (до 1 % серы), малосмолистые и смолистые; тогда как на западе преобладают сернистые и высокосернистые (1–3 %) смолистые нефти, а на юго-западной окраине площади доминируют высокосернистые (более 3 %), высокосмолистые нефти, содержащие менее 15 % бензина и более 5 % асфальтенов.

Формирование нефтегазоносных материнских пород (НГМП) верхнефранско-турнейского карбонатного комплекса происходило в условиях обширного морского бассейна. Генерационный потенциал НГМП этого комплекса значительно выше потенциала терригенных образований девона. По мнению К. Ф. Родионовой и С. П. Максимова, его было бы вполне достаточно для обеспечения всех разведанных запасов нефти и газа Волго-Уральской провинции.

**Нижне-средневизейский терригенный НГК** развит на характеризуемой территории почти повсеместно, кроме крайней северо-западной ее части. Он относится к главным НГК региона и включает наибольшие начальные суммарные ресурсы УВ (НСР): 47,3 % нефти, 31 % растворенного газа, 10,8 % свободного газа, 15 % конденсата.

Комплекс сложен песчано-глинистыми породами малиновского и яснополянского надгоризонтов, широко развитыми в пределах ККСП. Наибольшие (120–140 м) для платформенной территории мощности комплекса и стратиграфическая полнота разреза зафиксированы в приосевой зоне ККСП (рис. 8). Коллекторами являются пласты песчаников и алевролитов, разделенные плотными аргиллитами. Мощность коллекторов варьирует от 1 до 70 м, на территории Предуральского прогиба не превышает 10 м.

Выделяется пять основных пластов-коллекторов на различных стратиграфических уровнях. Зоны нефтегазонакопления (ЗНГ) преимущественно приурочены к бортам ККСП. Региональной покрывкой служат глины и плотные глинистые известняки тульского горизонта, достигающие максимальной мощности (50 м) на юго-востоке территории.

На характеризуемой территории в этом НГК выявлено 412 промышленных скоплений УВ, в том числе самые крупные залежи нефти региона. Кроме нефтяных в этом НГК обнаружены газонефтяные (*Кыласовское*, *Ожгинское*, *Кокуйское*, *Ярино-Каменноложское*) и газовые (*Бруснянское*, *Комарихинское*

месторождения, залежи, локализующиеся главным образом в Соликамской и Юрюзано-Сылвенской впадинах Предуральяского краевого прогиба.

Залежи нефти и газа этого НГК в основном относятся к группе пластово-сводовых (*Ярино-Каменноложское* (III-3-8), *Батырбайское* (V-2-23), *Ножовское* (V-1-17) и другие месторождения); реже отмечаются структурно-литологические, литологические и тектонически экранированные залежи (*Гарюшкинское* (V-3-6) и *Каменское* (VI-4-9) месторождения).

Нефть этого НГК метановая. Плотность ее меняется с запада на восток от 0,810 до 0,930 г/см<sup>3</sup>; содержание серы соответственно – от 0,2 до 3,45 %. Газ содержит 78,8 % метана и 5,8 % азота.

Ареал распространения промышленных залежей нефти визейского НГК четко совпадает с глубоководным позднедевонским шельфом, в связи с чем напрашивается вывод о вертикальных прорывах флюидов из верхнедевонских отложений в каменноугольные на участках ослабленной изоляции. Общие закономерности изменения свойств и состава нефти и газа в целом совпадают с таковыми для верхнедевонско-турнейского НГК.

К высокоперспективным землям относятся бортовые рифогенные зоны ККСП и тектоно-седиментационные массивы в центральной части Соликамской впадины краевого прогиба.

НГМП визейского комплекса формировались в условиях незавершенного регрессивного и начала трансгрессивного цикла развития Волго-Уральской провинции.

***Верхневизейско-серпуховский карбонатный НГК***, как и вышеохарактеризованный, относится к главным НГК Волго-Уральской провинции; он включает до 14 продуктивных пластов, представленных известняками и доломитами. Все залежи нефти экранируются покрывками, не имеющими регионального распространения, что приводит иногда к образованию единых залежей в породах серпуховского яруса и среднего карбона. Именно это обстоятельство определило выделение пермскими геологами визейско-башкирского карбонатного НГК [119]. Мы, в соответствии с принятыми представлениями о геологии нефти и газа Восточно-Европейской платформы [110], башкирские карбонатные отложения объединяем с терригенно-карбонатными московскими в единый среднекаменноугольный НГК, характеристика которого будет приведена ниже.

В границах листа О-40 промышленная нефтеносность на окском стратиграфическом уровне не установлена. С отложениями серпуховского яруса связаны залежи нефти и конденсата в Пермском и Башкирском сводах, в Верхнекамской впадине и Бирской седловине (*Осинское*, *Кокуйское* и другие месторождения). Продуктивные пласты представлены пористыми кавернозными и трещиноватыми известняками и доломитами. Нефть в большинстве случаев тяжелая высокосернистая; плотность ее изменяется от 0,853 до 0,958 г/см<sup>3</sup>.

Нефтегазоносные материнские толщи (НГМТ) этого комплекса формировались в условиях стабилизации морского бассейна, мелководного в окское и сравнительно глубоководного в серпуховское время. Собственно нефтематеринские и нефтепроизводящие данные комплекса невелики; формирование залежей УВ происходило преимущественно за счет вертикальной миграции.



Высокоперспективные территории распространения этого комплекса охватывают рифогенные зоны ККСП в южной части площади и в Соликамской впадине краевого прогиба.

**Среднекаменноугольный терригенно-карбонатный НГК** объединяет отложения башкирского и московского возраста; в нем на территории НГП содержится до 11 продуктивных пластов.

В разрезе башкирских отложений лучшими коллекторскими свойствами обладают биоморфно-водорослевые и фораминиферовые разности известняков, которые составляют 20–40 % от общей мощности разреза и весьма невыдержанны по площади. Средняя пористость карбонатов – 8–15 %, проницаемость – 10–1500 мД. Нефть и газ на этом стратиграфическом уровне образуют залежи массивного типа или пластовые сводовые. Плотность нефти изменяется в пределах от 0,818 до 0,937 г/см<sup>3</sup>; содержание серы – 0,64–3,5 %, газонасыщенность – 20–150 м<sup>3</sup>/т.

Основание разреза московских отложений представлено на характеризующей территории толщей известняков и аргиллитов с редкими маломощными прослоями доломитов и алевролитов. Пермскими нефтяниками этот стратиграфический интервал выделяется в качестве самостоятельного верейского терригенно-карбонатного НГК. Верейские нефтяные залежи пластовые сводовые; в южных районах они имеют газовые шапки (месторождения *Кокуйское* (V-3-1), *Сосновское* (V-3-17) и др.). Залегающие стратиграфически выше каширские продуктивные пласты представлены известняками и доломитами с прослоями мергелей. Промышленные залежи нефти связаны со структурами облекания рифов южного борта ККСП и шельфовых биогермов зарифовой зоны.

Газонефтяные и газовые залежи выявлены на *Кокуйском* (V-3-1), *Сосновском* (V-3-17), *Павловском* (VI-3-2), *Красноярско-Куединском* (V-2-10), *Батырбайском* (V-2-23) и других месторождениях. Геохимические особенности нефтей среднекаменноугольного НГК в основном изучены по залежам московского стратиграфического уровня. Установлено, что они утяжеляются по мере удаления месторождений от Предуральского краевого прогиба (от 0,830 до 0,930 г/см<sup>3</sup>). Содержание серы, смол, асфальтенов, парафина тесно связано с плотностью. Газовые залежи, как и газовые шапки нефтяных месторождений, по составу весьма разнообразны. Часть залежей, находящихся на территории, прилегающей к Предуральскому прогибу, имеет газовые шапки углеводородного состава с содержанием метана 75,8 %, азота – 11,4 % (*Кокуйское*, *Кыласовское* и другие месторождения). Почти все залежи нефти содержат растворенный газ, по составу близкий к газовым шапкам.

Ареал распространения залежей этого НГК в основном повторяет таковой для нижнекаменноугольного уровня и несколько расширен за счет северной части Верхнекамской впадины и южной половины Предуральского прогиба.

Терригенно-карбонатные образования среднекаменноугольного возраста в целом характеризуются низкими нефтегазоматеринскими свойствами пород, формировавшихся в условиях мелководного моря.

**Верхнекаменноугольно-нижнепермский карбонатный НГК** распространен практически по всей территории Волго-Уральской НГП, однако его промышленная нефтегазоносность установлена только на юго-востоке послед-

ней. По запасам свободного газа этот комплекс – основной в провинции. В нижнепермской части разреза комплекса сосредоточено 20 % НСР свободного газа Волго-Уральской НГП.

Этот НГК включает отложения верхнего отдела каменноугольной системы и пермские осадки в объеме ассельского–кунгурского ярусов. Комплекс представлен в основном известняками и доломитами, в различной степени пористыми и кавернозными, иногда с прослоями гипсов; местами встречаются терригенные породы: глины, песчаники, алевролиты. Суммарная мощность верхнекаменноугольных–нижнепермских отложений варьирует в пределах от 240 до 2000 м.

В верхнекаменноугольных отложениях открыто 39 залежей, в основном непромышленных; среди них 25 нефтяных, четыре газонефтяные и 10 газовых. Продуктивные пласты представлены известняками и доломитами с прослоями мергелей. На *Кордонском месторождении* из отложений верхнего карбона получены притоки конденсата, а на *Бухаровском* – газа.

Наибольшим генерационным потенциалом обладают НГМТ нижнепермского возраста (ассельские, артинские и кунгурские), наименьшим – верхнекаменноугольные. Отложения *ассельского яруса* нижней перми наиболее детально изучены в разрезах Бирской седловины и Башкирского свода, где по сумме УВ карбонатные породы этого стратиграфического уровня относятся к благоприятным и хорошим НГМП. В нижнепермских отложениях выявлено 13 залежей: девять нефтяных и четыре газовых.

Коллекторами являются в основном карбонатные отложения ассельского, сакмарского и артинского ярусов. Пористость пород обычно менее 10 %, но иногда достигает 28 %; средняя проницаемость – 160 мД. К этому стратиграфическому уровню относятся месторождения *Шумовское* (V-1-41), *Ольховское* (III-3-1) *Копальнинское* (III-4-17), *Лысьвенское* (III-4-32) и др.

Промышленные залежи нефти и газа приурочены к Предуральскому краевому прогибу, кроме одной – *Шумовского* месторождения, локализующегося в Верхнекамской впадине. Скопления углеводородов связаны с рифогенными массивами и антиклинорными структурами. Все выявленные залежи нефти мелкие, в основном массивно-сводового типа. Региональной покрывкой служат сульфатно-галогенные породы *кунгурского яруса*, мощность которых в центральной части Соликамской впадины достигает 750 м. Локальными покрывками могли служить пачки аргиллитов и глинистых известняков.

Нефти относятся к ароматическим, отличаются большим разнообразием. Как правило, это легкие или средние нефти (0,826–0,870 г/см<sup>3</sup>), сернистые (от 0,71 до 2,74 %) и высокосмолистые; свободный газ – метановый (СН<sub>4</sub> – до 92 %), часто содержит значительное количество азота и сероводорода (5 % и более). Плотность и сернистость нефтей увеличиваются с севера на юг.

Все залежи нефти в Предуральском прогибе включают разворонный газ. Газовые залежи в нижнепермских отложениях отмечаются на *Кедровском* (IV-5-15) и *Кордонском* (IV-4-15) месторождениях. На первом газ получен из толщи переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков. В газовой залежи содержится метана 88,9–90,8 %, азота – 1,2–2,9 %. На Кордонском месторождении газоконденсатная залежь приуро-

чена к известнякам. Содержание метана – 75,8–79,7%; азота – 5–7,6%. Обе залежи массивные водоплавающие.

В платформенной части территории широко распространены как пластовые сводовые (*Ярино-Каменноложское, Кокуйское*), так и массивные (*Гарюшкинское*) залежи. В прогибе выявлены преимущественно пластовые сводовые залежи, осложненные дизъюнктивными нарушениями (в основном надвигами).

### ***Рифейский карбонатно-терригенный потенциально нефтегазоносный комплекс***

На исследованной территории листа О-40 промышленная нефтеносность комплекса не установлена, однако нефтепроявления в диапазоне разреза от нижнерифейских до верхнерифейских отложений зафиксированы на площади Камско-Бельского авлакогена. В нижнем рифее они отмечены в терригенных отложениях *прикамской свиты* (Скважины 57-Соколовская, 2-Сивинская), в карбонатах *калтасинской свиты* (14-Очерская, 203-Бедряжская) и терригенных породах *надеждинской свиты* (82-Орьебаш), а также в отложениях *гожанской свиты* среднего рифея на Таныпской и Аряжской площадях. Газопроявления зафиксированы в отложениях *калтасинской свиты* рифея на Бедряжской площади. Нефтематеринские породы *калтасинской свиты* рифея в процессе геологического развития территории Пермского края погружались на глубины, оптимальные для массового преобразования захороненного ОВ в нефтяные УВ. Образовавшиеся в нефтематеринских породах УВ постепенно концентрировались в ловушках верхних горизонтов комплекса. Ненадежность покрышек, вероятно, привела к прорыву значительной массы УВ в нижние горизонты вендского комплекса. Вместе с тем, рифейские отложения могут содержать легкие нефти и даже газоконденсаты и являются перспективным объектом развития ресурсной базы УВ в европейской части России.

### ***Вендский терригенный потенциально нефтегазоносный комплекс***

Зонами нефтегазонакопления в отложениях венда являлись валы древнего заложения, например Очерский, Верещагинский, Краснокамский на северном центриклинальном окончании Калтасинского авлакогена. Покрышками для проницаемых пластов венда здесь служили глинистые пачки толщиной 30–75 м.

В отложениях венда содержание ОВ низкое, что связано, вероятно, с наличием в составе ОВ в основном полимерлипоидных компонентов, которые в процессе катагенеза способны почти нацело превращаться в УВ. В качестве нефтематеринских в разрезе венда рассматриваются главным образом породы *бородулинской серии*. Однако плотность эмигрировавших битумоидов и количество аккумулировавшейся нефти из пород венда в 15 раз и более – меньше по сравнению с этими показателями по рифею.

## Характеристика некоторых (наиболее значительных) месторождений углеводородного сырья

Индекс клетки и номер на карте	Название, год открытия, тип флюида	(Количество) и возраст продуктивных горизонтов	Глубина залегания продуктивных горизонтов, м	Тип залежей	Характеристика коллекторов		Характеристика нефти, газа	Степень освоенности
					Литологический состав НГК	Эффективная мощность, м		
VI-1-21	Арланское, 1954. Нефть	(до 7) C <sub>1</sub> -C <sub>2</sub>	930–1450	Пластовые сводовые, реже – литологически экранированные	Песчаники и алевролиты; доломитизированные известняки и доломиты		Нефти вязкие (до 30 МПа·с), высокосернистые (до 3%), с низкой газонасыщенностью, смолистые	Эксплуатируется
VI-2-4	Шагиртско-Гожанское; 1954, 1971. Нефть	(6) D <sub>2</sub> -C <sub>2</sub>	925–1900	Пластовые сводовые, литологически экранированные	Терригенный, карбонатный, терригенно-карбонатный	44,7–188,6	Газ высокоазотный, низкометановый, сероводородный и бессернистый. Нефть тяжелая, сернистая, высокосмолистая, парафинистая	Эксплуатируется
V-3-1	Кокуйское, 1961. Нефть, газ	(5) C <sub>1-2</sub>	1180–1675	»	»	8,3–112,3	Нефть средняя по плотности, сернистая, парафинистая, смолистая. Газ метановый, обогащенный азотом, иногда – сероводородом	»
V-2-23	Батырбайское, 1960. Нефть, газ	(6) C <sub>1-2</sub>		Пластово-сводовые, пластово-массивные	»	55,4–156,5	Нефть тяжелая и средняя по плотности, высокосернистая, парафинистая, смолистая. Газ метанового типа	»
III-3-8	Ярино-Каменоложское, 1954. Нефть	(3) C <sub>1-2</sub>	1450–1850	Массивные, пластовые	Карбонатный, терригенный		Нефть метановая, плотность 0,804–0,962	»
V-2-1	Осинское, 1960. Нефть	D <sub>2</sub> -C <sub>2b</sub>	1131–2040	Пластовая, сводовая	Карбонатный		Нефть по плотности средняя и тяжелая (0,862–0,893)	»

Нефтепроявления в отложениях венда установлены на территории Верхнекамской впадины и Башкирского свода. Неравномерное насыщение пород и выпоты нефти отмечены на Краснокамской, Северокамской, Бородулинской, Верещагинской, Травнинской, Очерской, Черновской, Павловской, Таныпской, Батырбайской, Тюндюкской, Ишимовской, Таушской, Зуринской, Дебесской, Кулигинской, Киенгопской и других площадях на территории Пермского края и Удмуртии. Промышленные притоки вязкой, тяжелой нефти получены в скв. 1-Сивинская и в скв. 52-Соколовская вблизи западной границы Пермского края. В Осинцевской опорной скважине, где толщина отложений комплекса составляет 430 м, отмечены слабые битумопроявления. Четыре непромышленные залежи нефти встречены в вендских отложениях на востоке Верхнекамской впадины (ВКВ) на Верещагинском, Сивинском, Ларионовском и Очерском месторождениях. Более 20 нефте- и битумопроявлений отмечены в разрезах глубоких скважин в южных районах Пермского края.

Нефти вендских отложений на востоке Верхнекамской впадины очень тяжелые (0,94–0,97 г/см<sup>3</sup>), в основном малосернистые (0,2–1,4%), малопарафинистые, высокосмолистые.

В краевых южных участках Пермского края, где толщина вендских отложений сокращается до минимума (менее 100–50 м), рифейская нефть могла проникать через участки ослабленной изоляции непосредственно в горизонты терригенного девона.

Краткие характеристики наиболее значимых типовых объектов УВ на листе О-40 приведены в табл. 2.

## ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Уголь каменный.** Всего на карту полезных ископаемых вынесено 10 малых месторождений и 13 проявлений каменного угля, сосредоточенных в Кизеловском и Камском угольных бассейнах. Кизеловский угольный бассейн разделяется на два угленосных района собственно Кизеловский и Чусовской.

Кизеловский угольный район простирается на 150 км от г. Александровск до горы Лысьва и хорошо изучен. Угленосными являются образования западноуральской свиты, представленные различными сочетаниями алевролитов, углистых аргиллитов, известняков и песчаников. Из 24 пластов и пропластков рабочей мощности (0,6 м) достигают 14, но выдержанными являются только три. Средняя суммарная мощность рабочих пластов по району достигает 2,6 м.

Чусовской угленосный район простирается с севера на юг почти на 200 км. Угленосность района неравноценна, промышленные пласты каменного угля также входят в состав западноуральской свиты. Промышленный интерес представляют пласты угля только в северной части района.

Угли Кизеловского и Чусовского районов относятся к группе гумусовых плотных матовых и полуматовых дюренов. Марки углей – Г, ГЖО, ГЖ и Ж. Угли обладают повышенной зольностью (28,6–35,9%), сернистостью (5–8%) и выходом летучих компонентов (35,9–46,5%). Преобладают коксующиеся

угли (90 % запасов), пригодные для цветной металлургии. Теплотворная способность углей – 5300–8200 кал/кг.

Сложные горно-геологические и технические условия эксплуатации, большие водопритоки, высокие энергетические затраты и низкое качество угля (высокая сернистость и зольность) сделали добычу убыточной еще в советское время. Месторождения Кизеловского угольного бассейна были выведены из эксплуатации в период с 1997 по 2002 г. Оставшиеся запасы угля учитываются балансом в Кизеловском районе на восьми участках – *Коспаш № 46* (II-4-13), *Коспаш № 45* (II-4-17), *Коспаш № 48* (II-4-15), *Участок № 15* (II-4-21), *резервный участок шахты им. Ленина* (II-4-25), *Коспаш № 27* (II-4-26), *резервный участок шахты Ключевской* (II-4-29), *Косьвинский, Глубокий* (II-4-35) и в Чусовском районе на трех участках: *Косореченское № 1–2* (III-5-32), *Южно-Скальнинский* (III-5-51). По состоянию на 1.01.2014 г. балансовые запасы учитываются как Государственный резерв по категориям  $A + B + C_1$  – 180 млн т и категорий  $C_2$  – 42,6 млн т. Кроме того, на всех участках учитываются забалансовые запасы – 164 млн т. При суммарной максимальной достигнутой производительности шахт Кизеловского угольного бассейна в 1384 тыс. т резервных запасов хватит на 104 года эксплуатации.

Камский угольный бассейн расположен в западной части листа. Геология и угленосность бассейна изучены на территории листа О-40 только по данным нефтеразведочных работ. К проявлениям отнесены отмеченные по керну и данным каротажа прослои угля мощностью 0,1 м и более, приуроченные к отложениям тульского и бобриковского горизонтов, входящих в состав визейской угленосной толщи – скв. 89 (V-1-15) и скв. 55 (V-1-18), Ножовская площадь; скв. 21 (V-1-29), Камская площадь; скв. 3 (V-1-30), Маркетовская площадь; скв. 3 (V-1-35), Малоусьвинская площадь. Глубина залегания угленосной толщи в разрезах скважин на этих участках – 1400–1640 м, мощность – 40–140 м, число угольных прослоев – от 1 до 4 суммарной мощностью от 0,1 до 5 м.

Угли большей частью гумусовые, реже – сапропелит-гумусовые черные, коричневатые-черные (смоляной липтобиолит). Крепость углей невысокая – в пределах 4,1–14,1 кг/см<sup>2</sup>, плотность – от 1,1 до 1,97 г/см<sup>3</sup>, зольность варьирует в пределах 4,24–60 %. Влажность углей невысокая: от 0,6 до 10 %, выход летучих веществ на горючую массу колеблется от 26,1 до 71,35 %, содержание общей серы на сухое топливо в пределах 0,4–10,4 %. Теплота сгорания на абсолютно сухое топливо изменяется от 2370 до 7440 ккал/кг, содержание углерода – 64–82 %, водорода – 4,13–6,47 %. Отношение содержания углерода к водороду равно 13,8 – типичное для гумусовых углей [119].

**Уголь бурый.** На площади листа известно два отработанных открытым способом месторождения бурого угля – *Богословское* (1-6-17) и *Веселовское* (1-6-21) – и одно проявление. Месторождения приурочены к Богословско-Веселовской депрессии, которая расположена в северо-восточной части площади листа и выполнена терригенными континентальными отложениями поздне триасового возраста.

Месторождение *Богословское* (1-6-17). Максимальная мощность угленосных отложений в пределах месторождения достигает 320 м. Из четырех

угольных горизонтов (А, В, С, D), развитых на месторождении, основные запасы содержит угольный горизонт С, который является сверхмощным угольным пластом сложного строения. На севере месторождения он образует угольную залежь мощностью 35–40 м, почти неразобщенную породными прослоями. В южном и юго-восточном направлении мощность его увеличивается до 100 м за счет увеличения количества и мощности породных прослоев при одновременном утонении и выклинивании угольных пластов, а угленасыщенность падает с 65–90 до 15–20 % и ниже. Угли бурые марки 2Б, энергетические, высокой степени углефикации. Качество угля характеризуется следующими средними показателями: зольность ( $A^c$ ) 23,8 %, содержание серы ( $S_{об}$ ) 0,4 %, влажность ( $W^a$ ) 16,61 %, летучие ( $v^f$ ) 43–46 %. Газоносность угольных пластов не наблюдается. Подавляющая часть углей представлена гумусовыми разностями. Гидрогеологические условия месторождения сложные из-за наличия водохранилища.

Запасы месторождения в основном отработаны, угольный горизонт D, ввиду ограниченного количества содержащихся в нем запасов и большой глубины залегания (до 300 м), промышленного интереса не представляет. По размерам месторождение среднее, первоначальные запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> 162 568 тыс. т. На 1.01.2014 г. по Богословскому месторождению на Государственном балансе в Нераспределенном фонде числятся забалансовые запасы бурого угля в количестве 15 943 тыс. т [58].

Месторождение *Веселовское* (1-6-21) расположено в 6 км от Богословского, в южной части Богословско-Веселовской депрессии. Угленосность связана с волчанской свитой, в которой выделяются четыре угольных пласта мощностью от 1 до 2 м, разделенные породными прослоями мощностью 0,35–1,5 м. Мощность угленосных отложений достигает 110 м. Месторождение по запасам малое, отработано открытым способом. Запасы углей для подземной разработки ввиду их ограниченного количества не имеют промышленного значения.

Проявление *Мостовское* (Ш-6-10) расположено восточнее дер. Именная в пределах Мостовской депрессии. Пласты угля мощностью до 1 м залегают в верхнетриасовой песчано-глинистой толще, часто замещаются по простиранию углистыми алевритистыми аргиллитами. Угли витреновые. Проявление бесперспективно.

**Торф.** На листе известно более 500 проявлений и месторождений торфа, большинство из которых сосредоточено в пределах территории Восточно-Европейской платформы, преимущественно по долине р. Кама и ее притоков. На карте показано 169 месторождений. Все месторождения приурочены к болотным и озерно-болотным образованиям. Большинство из них представлено малыми и средними месторождениями. Одиннадцать месторождений относятся к крупным: *Большое Косинское* (I-1-27), *Буждымское* (I-1-14), расположенные в бассейне верхнего течения р. Кама, *Актайское* (II-6-24) и др.

По условиям образования на карте выделяются три торфяно-болотных района: Камский, Приуральский горный и Южный лесостепной. Размеры торфяных залежей по мере продвижения на юг уменьшаются, а количество их увеличивается. Распределение торфяных залежей по типам: верховой, пе-

реходный и низинный примерно равное (31, 34, 35 %). Торф характеризуется в основном средней степенью разложения 15–35 % и относительно малой зольностью (2–17 %).

Камский торфяно-болотный район самый большой по площади и занимает западную и центральную части изучаемой территории. Торфяные месторождения располагаются в поймах и террасах рек. Они представлены преимущественно залежами низинного типа.

Месторождение *Большое Косинское* (I-1-27) находится в 18 км северо-западнее райцентра Юрла, на первой правобережной надпойменной террасе р. Коса. Площадь его – 3050 га. Тип залежи – низинный. Максимальная ее мощность составляет 5 м, средняя – 1,7 м. Степень разложения торфа – 35–50 %, зольность – 5,7–10,8 %. Торф соответствует ГОСТ Р 51661.3-2000 (для улучшения почвы), ГОСТ Р 51661.5-2000 (удобрения для сельского хозяйства), ГОСТ Р 51062-97 (торф кусковой топливный для коммунально-бытовых нужд), ГОСТ Р 50902-96 (топливный для пылевидного сжигания). Запасы по категории А составляют 7091 тыс. т.

Приуральский горный район занимает почти всю восточную часть территории листа. Из трех районов этот наиболее беден торфяными ресурсами. Наиболее крупными месторождениями являются *Актайское* (II-6-24) (1998 га), *Ляминское* (III-4-21) (392 га) и др. Преобладают торфяные залежи низинного типа с повышенной степенью разложения и зольностью (14–16 %).

Южный лесостепной район занимает площадь, расположенную южнее г. Пермь. Мелкие торфяные месторождения располагаются группами по долинам рек и оврагов. Наиболее крупными месторождениями являются *Уинское* (V-3-37), *Моховое* (VI-3-16) и др. Почти на всех месторождениях развиты залежи низинного и реже верхового типа. Степень разложения торфа повышенная – 30–40 %, зольность – 3–35 %.

На северо-востоке площади известно два крупных месторождения, приуроченные к понижениям ледникового рельефа – *Симское* (I-6-10) и *Большое* (I-6-11). Они низинного типа, с повышенной степенью разложения (15–35 %) и относительно малой зольностью (2–17 %).

Степень промышленного освоения региона очень низкая. За последние 10 лет среднегодовая добыча торфа не превышала 310 тыс. т. Обеспеченность предприятий промышленными запасами при существующем уровне добычи составляет около 400 лет.

Возможности применения торфа в народном хозяйстве довольно широкие: агропромышленный комплекс, энергетический (отопление), фильтрующие торфяные элементы, в строительной отрасли (звуко-теплоизоляционный материал).



# МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

## ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** Месторождения, проявления и пункты минерализации железа представлены большим разнообразием формационно-генетических типов: магматическим, осадочным, осадочно-инфильтрационным, вулканогенно-осадочным, гидротермально-метасоматическим и скарновым. Наиболее распространены объекты осадочного и скарнового типов.

На карте показаны 42 объекта. Из них крупных месторождений три: *Гусевогорское* (II-6-41), *Естюнинское* (IV-6-2), *Собственно Качканарское* (II-6-38). Все крупные месторождения располагаются на территории Свердловской области, обрабатываются Качканарским комбинатом. Средних по запасам месторождений учтено семь: *Висимское* (IV-6-42), *Лагерное* (IV-6-11), *Осокино-Александровское* (III-6-47), *Высогорское* (IV-6-10), *Гороблагодатское* (III-6-39), *Лебяжинское* (IV-6-5), *Первоуральское* (V-6-35). Из средних по запасам месторождений в эксплуатации находятся последние три. Малые месторождения учитываются в количестве четырех: *Валуевское* (III-6-44), *Выйское* (IV-6-7), *Осамское* (II-5-12) и *без названия* (V-5-3). Последнее месторождение отработано.

Объекты осадочного генезиса представлены бурожелезниковой сидерит-шамозит-гидрогетитовой оолитовой формацией.

Железорудная скарново-магнетитовая формация. Среди скарновых объектов известны одно крупное, пять средних и три малых месторождения. Все, кроме Осамского, расположены в пределах Западно-Тагильской ваннадиево-титаноносной платино-железо-меднорудной минерогенической зоны; связаны с интрузиями позднесилурийского габбро-диорит-гранодиоритового северорудничного комплекса, скарнирующего силурийские отложения павдинской и именовской свит, а также габброидов тагило-кытлымского комплекса.

Месторождение *Естюнинское* (IV-6-2) открыто в 1901 г. и эксплуатируется в настоящее время. Находится в 7 км к северо-западу от г. Нижний Тагил, на северо-восточном склоне горы Естюниной на внутреннем контакте габбро-сиенитового массива с массивом габбро. Приурочено к крупным останцам пород кровли – сильно измененным туфам и туфопесчаникам с редкими прослоями мраморов небольшой мощности. Эта толща содержит пластовые апофизы диоритов. Скарны на месторождении встречаются редко и только на флангах с остатками прослоев известняков мощностью 10–30 м. Месторождение состоит из двух крупных (3 × 2 км) параллельных рудных зон, отстоящих друг от друга на 700 м.

Средний состав руд: Fe – 39,4 %, S – 0,25 %, P – 0,2 %, TiO<sub>2</sub> – 0,25–3,98 %, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,09–0,3 %, Cu – 0,05 %, Co – 0,011 %. Месторождение обрабатывается шахтным способом. По месторождению госбалансом учтены на 1.01.2013 г. запасы балансовых железных руд со средним содержанием Fe 33,79 % по категориям В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> 267 845 тыс. т, забалансовых руд – 18 738 тыс. т.

Месторождение *Лебяжинское* (IV-6-5) находится в 5 км к северо-востоку от горы Высокая в экзоконтакте сиенитового массива, на продолжении юго-восточного крыла флексуры в области развития субвулканических тел трахитов, фиксирующих положение вулканического аппарата позднелудловского возраста. Рудные залежи находятся внутри зоны метасоматитов длиной 3 км и шириной 400–800 м. Это гранатовые, пироксен-гранатовые скарны, пироксен-скаполитовые метасоматиты среди более поздних метасоматитов калишпат-диопсид-альбитового состава. Встречаются флогопитовые метасоматиты с содержанием флогопита до 15%. Многочисленные рудные тела (50 тел) расположены в двух меридиональных зонах – восточной и западной. Падение вмещающей толщи – северо-восточное, под углом 35–650°, что предопределяет многоярусное расположение пласто- и линзообразных рудных тел в обеих зонах.

Рудные тела восточной зоны (14 тел) имеют форму крутопадающих пластов и линз с раздувами и пережимами. Образованы за счет замещения известняков и поэтому почти полностью сложены сплошными (массивными) рудами. Размеры рудных тел – от 30 × 50 × 11 м до 58 × 220 × 38 м, расстояние между ними по простиранию – около 50 м, по падению – до 100 м. Длина восточной зоны – 1200 м, максимальная глубина подсечения – 700 м.

Рудные тела западной зоны (36 тел) представлены главным образом вкрапленными и брекчиевидными рудами и залегают среди осветленных диопсид-альбитовых и альбитовых метасоматитов, образованных за счет вулкаников, микросиенитов и сиенит-порфиоров. Размеры рудных тел по простиранию – 40–170 м, по падению – 20–330 м и по мощности 6–50 м. Сопровождаются рудные тела салитовыми, салит-эпидотовыми и пироксен-хлоритовыми скарнами и апоскарнами. Длина западной зоны – 1200 м, ширина в центральной части – 230–250 м. Максимальная глубина подсечения руды – 600 м. На южном фланге месторождения на глубоких горизонтах магнетитовые руды обогащены сульфидами меди. По месторождению среднее содержание (%): Fe – 41,2, S – 0,14, P – 0,19 [41]. По данным Госбаланса, на 1.01.2013 г. учтены запасы балансовых руд  $V + C_1 + C_2$  – 90 512 тыс. т, забалансовых руд – 1536 тыс. т. Кроме железа, учтены балансовые запасы меди  $C_1 + C_2$  – 154,1 тыс. т и кобальта – 6100 т.

Месторождение *Высокогорское* (IV-6-10) расположено в г. Нижний Тагил. Разработка месторождения начата в 1721 г. Акинфием Демидовым, в настоящее время оно разрабатывается шахтным способом. Месторождение локализовано в восточном контакте Тагильского габбро-сиенитового массива с осадочными и вулканогенными породами именованской и туринской свит. Контакт крутопадающий, секущий, имеет флексурный изгиб. Эндоконтактовая зона представлена известково-щелочными и субщелочными сиенитами, интенсивно альбитизированными и калишпатизированными. В экзоконтактовой зоне на расстоянии до 700 м от интрузива, развиты согласные тела микросиенитов и сиенит-порфиоров мощностью до 10–50 м. Вмещающие породы подвержены гидротермально-метасоматическим изменениям диопсид-плагиоклазового, пироксен-скаполитового, пироксен-ортоклазового, альбитового и других составов. Ширина зоны метасоматитов – 400 м. Магнетитовые руды Высокогорского месторождения имеют массивную, полосчатую, вкрапленную,

иногда брекчиевидную текстуру. Среднее содержание (%): Fe – 42,6, Mn – 0,65, содержание  $TiO_2$  – 0,06–0,24, Cu – 0,10–2,39, Co – до 0,04, Zn – до 0,95, S – 0,2–3,6. Месторождение разведано до глубины 1100 м в западной зоне и до 500–1000 м в восточной. На глубинах ниже 1000 м ожидается нахождение нового рудоносного горизонта на контакте известняков и сиенитов [41]. Общие запасы руд горы Высокая (с учетом всей добытой) составляли около 250 млн т. На 1.01.2013 г. запасы балансовых железных руд со средним содержанием Fe 42,46 % составляют по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 230 580 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 12 666 тыс. т. Запасы забалансовых руд составляют 37 587 тыс. т. Кроме железа учтены балансовые запасы меди со средним содержанием 0,64 % в количестве – 44,3 тыс. т по категориям А+В+С<sub>1</sub>; 5,4 тыс. т по категории С<sub>2</sub> и забалансовые запасы в количестве 1,4 тыс. т [58].

Месторождение *Гороблагодатское* (Ш-6-39) расположено в г. Кушва, открыто в 1728 г., разрабатывается с 1735 г. В настоящее время разведано до глубины 1500 м. В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы именновской (гороблагодатской толщи) и туринской свит, интрузивные породы Кушвинского габбро-сиенитового массива, субвулканические микросиениты, сиенит-порфиры и дайки трахибазальтов. Главная рудная зона приурочена к именновской свите (нижний рудоносный горизонт), содержит 94 % балансовых запасов, включает наиболее мощные рудные тела с размерами по простиранию 700–950 м, прослеживающиеся по падению на 1000–1500 м и мощностью до 76 м. Рудные тела залегают среди скарнов, мощность которых достигает 500 м. Главная рудная зона прослежена по простиранию на 2000 м, по падению на 1700 м, мощность ее – 200–250 м. Выделяются скарново-магнетитовые, скаполит-магнетитовые, и «оспенные» руды. Рудные минералы – магнетит, мушкетовит, гематит; присутствуют также пирит, халькопирит, сфалерит, пирротин, галенит, борнит. Химический состав руд (%): Fe(вал.) – 22,4–57,4;  $TiO_2$  – 0,47–0,74; MnO – 0,79–1,51;  $V_2O_5$  – 0,016–0,057; S – 0,38–1,38; P – 0,047–0,097; Cu – 0,19–0,25. Шлакообразующие компоненты (%):  $SiO_2$  – 6,38–26,85;  $Al_2O_3$  – 2,43–15,8; CaO – 3,81–18,04; MgO – 1,31–2,56.

По состоянию на 1.01.2013 г. балансовые запасы месторождения для магнетитовых руд по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 76 653 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 832 тыс. т [58]. Месторождение обрабатывается Гороблагодатским РУ подземным способами. Товарные руды поступают в металлургический передел в основном на Нижнетагильский и Серовский металлургические заводы.

Месторождение *Северо-Гороблагодатское* является прямым продолжением Гороблагодатского и располагается к северу от него на глубинах 560–1200 м. Рудные тела пластообразной и линзовидной формы залегают в скарнах и пропилитах, образованных по породам именновской свиты (гороблагодатская толща), и перекрываются вулканами туринской свиты. Руды месторождения – массивные, полосчатые и вкрапленные, являются комплексными, почти повсеместно в них содержатся пирит и халькопирит. Минеральный состав руд (%): магнетит – 42,8; пирит – 1,13; халькопирит – 0,78; гранат – 20; эпидот – 10; хлорит – 7; пироксен – 6. В незначительном количестве присутствует сфалерит, пирротин, пентландит, линнеит, галенит и др. Содержание Fe в рудах – 20–67,96 %;  $SiO_2$  – 19,68–21,78;  $Al_2O_3$  – 5,74–7,18;

CaO – 7,37–16,64; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,03–0,08; Ni – 0,02; Co – 0,008–0,012; Zn – 0,005–0,014; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,093–0,341, S – 0,76 %. Установлено повышенное содержание благородных металлов: Au до 1,6 г/т и Ag до 4,6 г/т. Кроме того, предусматривается производство товарного щебня марки «1000». По состоянию на 1.01.2013 г. запасы месторождения по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 101 548 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 9232 тыс. т. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>1</sub> на западном фланге месторождения оцениваются в 10 млн т. Месторождение подготовлено к промышленному освоению и находится в резерве на Госбалансе [58].

Месторождение *Осокино-Александровское* (Ш-6-47) расположено в 14 км юго-восточнее г. Кушва. Рудные залежи приурочены к вулканогенно-осадочному разрезу именной свиты и существенно лавово-пирокластическому туринской свиты. На месторождении выделяются сплошные и вкрапленные магнетитовые руды; первые образованы по слоистому разрезу глинистых известняков и известковых туфоалевролитов, вторые – по переслаиванию туфов и вулканогенно-осадочных пород. Основная часть оруденения связана с апоскаполитовой (пропилитовой) фазой метасоматического процесса, в результате которой образуются эпидот-альбит-магнетитовые руды. Сплошные руды состоят из магнетита, мушкетовита с небольшим количеством кальцита, пироксена, апатита, пирита и халькопирита. Вкрапленные руды сложены пироксен-эпидот-альбитовыми породами с прожилками, гнездами и зернами магнетита; характерно присутствие апатита. Средний химический состав руд месторождения (%): Fe<sub>общ.</sub> – 25,84; SiO<sub>2</sub> – 34,45; TiO<sub>2</sub> – 0,655; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,05; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 21,45; FeO – 12,70; MnO – 0,47; S – 0,208; P – 0,313; Cu – 0,005; CaO – 6,55; MgO – 2,95; K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 5,10; Zn – 0,02; Co – 0,003. По состоянию на 1.01.2013 г. запасы руд месторождения по категориям А + В + С<sub>1</sub> = 36, 473 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 4143 тыс. т. Месторождение находится в резерве [58].

Месторождение *Валуевское* (Ш-6-44) расположено в 9 км юго-восточнее г. Кушва. Месторождение приурочено к восточному экзоконтакту Кушвинского габбро-сиенитового массива с породами туринской свиты. Первичные породы подвергнуты интенсивным метасоматическим преобразованиям: образуются флогопит-калишпат-альбитовые, хлорит-эпидот-альбитовые, пироксеновые и пироксен-гранатовые скарны и серпентиниты. Большая часть рудных тел связана с пироксеновыми и гранат-пироксеновыми скарнами, встречаются и серпентин-магнетитовые руды. На месторождении выявлено 14 пласто- и линзообразных рудных тел, но 85 % запасов сосредоточено в одном. Длина тел по простиранию – 35–950 м, по падению – 40–900 м, мощность 3–15 м. Кроме магнетита в рудах содержатся пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, клинопироксен, эпидот, флогопит, хлорит, серпентин, гранат, альбит и кальцит; акцессорные – амфиболы, тальк, энстатит, серицит, пренит, апатит, флюорит и сфен. Средний химический состав руд (%): Fe<sub>общ.</sub> – 45,8; SiO<sub>2</sub> – 11,3; TiO<sub>2</sub> – 0,19; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,7; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 46,45; FeO – 17,2; MnO – 2,29; S – 1,47; P – 0,09; Cu – 0,066; CaO – 1,7; MgO – 11,8; K<sub>2</sub>O + Na<sub>2</sub>O – 0,4; Zn – 0,101; Co – 0,011, Pb – 0,0074; As – 0,001; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,044. По состоянию на 1.01.2013 г. запасы руд месторождения по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 4731 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 468 тыс. т. Месторождение пригодно для отработки открытым и подземным способом, находится в Нераспределенном фонде [58].

Кроме вышеописанных месторождений, в Высокогорском рудном поле много мелких месторождений и проявлений, в частности *Выйское* (IV-6-7), *Лагерное* (IV-6-11) и др.

Набор текстур и структур магнетитовых руд, их типы, минеральный состав, а также характер скарнов и метасоматитов аналогичны описанным месторождениям.

Месторождение *Осамское* (II-5-12) находится в Кваркушко-Каменногорской золото-хромит-железородной минерагенической зоне и приурочено к экзоконтакту Троицкого массива кварцевых сиенитов, прорывающих породы федотовской свиты верхнего рифея и танинской свиты венда. Оно представлено пластообразной залежью мощностью 10–20 м, состоящей из пропластков сплошных маргит-магнетитовых руд мощностью 0,5–1,5 м. Залежь прослежена на 450 м при ширине 100 м. Средний химический состав руд (%):  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 56–82; FeO – 5,9;  $\text{SiO}_2$  – 25,7; Al – до 3,4. Авторские запасы руд составляют 2,5 млн т [40].

Бурожелезняковая сидерит-шамозит-гидрогетитовая оолитовая формация представлена многочисленными проявлениями, которые находятся в Белокатайско-Чусовской железородной угленосно-бокситоносной минерагенической зоне.

Проявления *Александровское* (IV-5-4), *Верхне-Ломовское* (IV-5-12), *Ермаковский* (III-5-63), *Запрудное* (III-4-3), *Ивановское* (IV-5-6), *Исаковский* (III-5-44), *Новоуспенское* (III-5-34), *Полыгаловское* (III-5-25), *Сергиевское* (IV-5-10), *Ситниковское* (III-5-61) этой формации представлены пашийским геолого-промышленным типом, развитым в пределах Западно-Уральской зоны складчатости на территории Горнозаводского и прилегающих к нему административных районов. Продуктивный железородный горизонт приурочен к пашийской свите живетского яруса среднего девона. Большинство проявлений имеет линзо- и пластообразную форму залежей, мощность которых весьма непостоянна – от 1 см до 3–5 м. Содержание железа низкое и изменчивое.

К этой же рудной формации относятся железные руды в основании западноуральской свиты, представленные сидеритами и лимонитами: проявления *Веселовский Рудник* (III-5-46), *Дородовское* (III-5-8), *Малосвадебное* (III-5-59), *Медвежинский Рудник* (III-5-48), *Всеволодовское* (II-4-9), *Закрасавское* (IV-5-3), *Первовяткинское* (IV-5-8), *Старо-Мишарихинское* (IV-5-7), *Кыновское* (IV-5-9), *Верхне-Кыновское* (IV-5-11), *Дальне-Суходольское* (IV-5-1). Рудная зона зафиксирована в интервале от 5–10 до 30–40 м (по нормали) от контакта угленосной толщи с известняками турнейского яруса. Для залежей характерна гнездообразная, часто неправильная форма. Химический состав руд колеблется в следующих пределах (%): Fe – 44,79–55,14,  $\text{SiO}_2$  – 7,59–15,51,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 65,01–78,37, MnO – 0,03–0,81, CaO – 0,3–0,61, S – 0,003–0,1,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – следы–4,87, FeO – 0,43–6,28,  $\text{TiO}_2$  – следы–0,29, MgO – следы–1,18, P – 0,01–0,3.

Во всех железородных районах, начиная с XVIII века, производилась активная добыча руд. Отрабатывались легкодоступные залежи на глубину до 40 м, иногда 70 м. Отработаны месторождение Ивановское, Исаковский Рудник (отработан до глубины 34 м); проявления Александровское, Дородовское, Верхне-Кыновское и др. эксплуатировались. Многие мелкие месторож-

дения выработаны полностью. Перспективы выявления крупных месторождений на глубине не ясны.

Железорудные объекты магматического генезиса представлены двумя крупными месторождениями (*Собственно Качканарское* (II-6-38) и *Гусевогорское* (II-6-41) и двумя средними месторождениями (*Висимское* (IV-6-42) и *Первоуральское* (V-6-35) железа титан-железорудной ультрамафит-мафитовой формации (качканарский тип оруденения). Все они пространственно и генетически связаны с образованиями позднеордовикского качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Малотитанистый магнетит наблюдается в виде вкрапленности и небольших шлиров среди клинопироксенитов, реже среди амфиболового и амфиболпироксенового габбро. Содержание железа в рудах составляет, как правило, 14–20 %, титана – 1,04–5,28 %, меди – до 0,6 %, ванадия – до 0,8 %.

Месторождение *Гусевогорское* (II-6-41) открыто в 1947 г. при изучении магнитных аномалий, первая руда добыта в 1963 г. Рудой являются диаллаговые клинопироксениты, реже – оливиновые клинопироксениты и верлиты, частично амфиболлизированные, с вкрапленностью, шлирами и жилообразными обособлениями титаномагнетита. Промышленные концентрации с бортовым содержанием валового железа 14 % локализируются в девяти залежах. Наиболее изученной, до глубин 500–700 м, является главная залежь, представляющая собой крутопадающее на восток столбообразное тело, вытянутое в северо-западном направлении. Промышленные руды разведаны до горизонта 150 м. Минеральный состав руд относительно однообразный. Главные рудные минералы – магнетит и ильменит, в небольшом количестве присутствуют мартит, пирит, халькопирит, борнит, пирротин, пентландит, рутил, самородные медь и платина; нерудные минералы – диаллаг, оливин, сосюритизированный плагиоклаз, роговая обманка, эпидот, цоизит. По химическому составу руды относятся к типу малотитанистых ванадийсодержащих магнитных железняков. Среднее валовое содержание железа – 16,35 %,  $V_2O_5$  – 0,147 %,  $TiO_2$  – 1,15 %, платины и платиноидов – 0,064 г/т. Отнесение ванадия к попутным компонентам в значительной мере условно, поскольку Гусевогорское месторождение является основным поставщиком этого металла в стране. Балансовые запасы руд Гусевогорского месторождения на 1.01.2013 г. составили по категориям: В – 347 473 тыс. т,  $C_1$  – 2 251 866 тыс. т,  $C_2$  – 2 410 822 тыс. т [58].

Месторождение *Собственно Качканарское* (II-6-38) расположено в 5 км западнее Гусевогорского месторождения, известно с конца XVIII века. Месторождение разведано на глубину 200–250 м. Титаномагнетитовое оруденение приурочено к диаллагитам и в основном совпадает с их контуром. Вблизи поверхности характер концентрации рудных минералов шлирово-полосчатый, с глубиной постепенно сменяющийся равномерной мелкозернистой вкрапленностью титаномагнетита. Титаномагнетит содержится в количестве 18–28 %, в среднем 21–22 %, в виде вкрапленников размером 0,1–0,7 мм, агрегатных сростков, шлировых выделений размером до 5 см, реже более крупных. Распределение оруденения неравномерное. Рудная залежь слагается тремя линзовидными полосами кондиционных руд, разделенными полосами некондиционных руд и безрудных оливиновых клинопироксенитов

мощностью 50–100 м. Наиболее крупная центральная линза имеет максимальную ширину в средней части 2 км, западная линза – 1 км, восточная линза – 0,7 км. В пределах каждой рудной линзы содержание железа достигает 17–20 %, максимальное – в центральных частях, постепенно снижаясь к периферии по простиранию и вкрест простирания. Среднее содержание (%) в промышленных рудах: F (вал.) – 16,64,  $V_2O_5$  – 0,14,  $TiO_2$  – 1,30. Минеральный и химический составы руд и их технологические свойства аналогичны рудам Гусевогорского месторождения. Собственно Качканарское месторождение подготавливается к освоению с балансовыми запасами руды на 1.01.2013 г. по категориям: А – 60 174 тыс. т, В – 520 094 тыс. т,  $C_1$  – 2 702 031 тыс. т,  $C_2$  – 2 385 531 тыс. т [58].

Гидротехнические условия обоих месторождений благоприятны, обводненность слабая, мощность вскрыши не превышает первых метров. Крупные размеры и близповерхностное расположение рудных залежей позволяют вести обработку открытым способом.

Месторождение *Висимское* (IV-6-42) расположено на горе Билимбае. Месторождение приурочено к телу оливинсодержащих пироксенитов среди амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро. Разведка месторождения произведена в 1951–1954 гг. до глубины 400 м. Длина тела – 8,3 км при средней ширине 410 м. Оруденение распространено на глубину более 400 м. Руда встречается и во вмещающих габбро. Руды вкрапленные и шлирово-вкрапленные. Рудные минералы – титаномагнетит, ильменит, гематит, редко пирит, пирротин, пентландит, халькопирит, платиноиды; нерудные минералы – диопсид, оливин, шпинель, серпентин, роговая обманка. Среднее содержание железа – 17,33 %,  $V_2O_5$  – 0,15 %,  $TiO_2$  – 0,19 %. Балансовые запасы руды на 1.01.2013 г. составляют по категориям А + В +  $C_1$  – 161 568 тыс. т, по категориям  $C_2$  – 36 655 тыс. т. Месторождение резервное [58].

Месторождение *Первоуральское* (V-6-35) открыто в 1875 г. Оруденение приурочено к полосе горнблендитов последней фазы качканарского дунит-клинопироксен-габбрового комплекса. Средняя мощность тела – 500 м. Богатые массивные руды характеризуются следующими содержаниями (%) окислов:  $TiO_2$  – 2,92;  $Fe_2O_3$  – 62,56; FeO – 28,47; MnO – 0,18;  $Cr_2O_3$  – 0,06;  $V_2O_5$  – 0,51. Однако в целом для руд месторождения характерны низкие содержания железа (14–16 %). Месторождение обрабатывается карьером. Легкая обогатимость руд, повышенная ванадиеносность при невысоких содержаниях титана, возможность использования горнблендитового щебня для изготовления бетона делают эксплуатацию Первоуральского месторождения рентабельной. Запасы месторождения в значительной степени исчерпаны, перспективы прироста запасов – ограниченные.

К осадочному типу бурожелезняковый кор выветривания рудной формации относятся проявления: *Елисеевский Рудник* (III-5-30), *Краснооктябрьский Рудник* (III-5-31), *Кедровский Рудник* (III-5-37). Проявления распространены в поле развития известняков и доломитов клык-танской свиты верхнего рифея на границе с терригенными отложениями фелатовской свиты верхнего рифея. По составу это гидротетитовые и лимонитовые с небольшим содержанием пиrolюзита инфильтрационные образования. Содержание железа в них – 29–50 %, марганца – 0,68–2,16 %, фосфора –

0,04–0,67 %, серы – до 0,15 %. Руды залегают в виде жеод, конкреций, желваков, небольших гнезд в корах выветривания. Кроме основных рудных элементов для бурых железняков характерны повышенные содержания (%) кобальта (0,03–0,3), цинка (0,05–1), свинца (0,01–1), меди (0,03–0,2), молибдена (0,002–0,005), никеля (0,03–0,3) и мышьяка (0,01–0,3).

К объектам неясного генезиса отнесены проявления *Ослянское* (I-5-48), *Басеги* (II-5-24), *Шалдинское* (II-5-35). Железорудная минерализация в виде тонкораспыленного гематита и магнетита обогащает отдельные пропластки и слои в сланцах койвинской и вильвинской свит венда. Протяженность минерализованных пачек измеряется километрами, мощности достигают 15–50 м; мощности рудных пластов колеблются от 0,2 до 10 м (среднее 2–3 м). Содержания Fe варьируют от 8 до 30 %. Вследствие тонкого распыления магнетит-гематитовой минерализации руды являются труднообогатимыми.

В пределах рудного поля отмечаются высокие концентрации иттрия (до 0,1 %), кобальта (до 0,03 %), а также скандия и ниобия.

**Марганец.** Всего на листе известно 11 проявлений и одно малое месторождение марганцевых руд, представленных следующими формационно-генетическими типами: осадочным, вулканогенно-осадочным и выветривания.

Вулканогенно-осадочный тип представлен одним малым отработанным месторождением марганцевой терригенно-кремнистой формации (*Казанское* III-6-42) и проявлением *Горбуновское* (IV-6-20).

Месторождение *Казанское* (III-6-42) приурочено к зоне бустамитовых скарнов на контакте Кушвинского сиенитового массива с вулканитами и марганцовистыми известняками туринской свиты, содержащими вкрапленность и гнезда родохрозита. Линзообразные тела марганцовистых известняков по простиранию имеют размеры 240–780 м, ширина их – до 330 м, на глубину прослежены до 50 м и более. Содержание Mn в известняках достигает 4,5 %, в бустамитовых скарнах – 4,8 %. Присутствуют сфалерит, галенит, резе пирит и халькопирит, что обуславливает содержание (%): Zn – 0,9–10,48; Pb – 0,13–0,78; Cu – 0,1. Прогнозные ресурсы месторождения по категории P<sub>3</sub> оцениваются в 7,5 млн т марганцовистых известняков, содержащих также 141 тыс. т Zn и 52,2 тыс. т Pb.

Проявления *Ново-Михайловский Рудник* (III-6-36), *Березовское* (III-5-62), *Клыкманское* (III-6-63), *Песчаное* (III-6-54) приурочены к верхнерифейским терригенно-карбонатным отложениям клыкманской свиты и отнесены к формации марганценосных кор выветривания. Проявления представлены окисленными рудами, развитыми в корах выветривания карбонатного субстрата. Среди этих руд установлены следующие их разновидности: землисто-сажистые железомарганцевые (Mn 15–22 %), конкреционные (Mn 40–60 %) и марганцовистые бурые железняки (Mn 1,5–46 %). Основным марганцевым минералом является пиролюзит. Высокие содержания Mn в сочетании с существенно пиролюзитовым составом руд позволяют предположить среди них наличие пероксидных разновидностей.



Объекты осадочного генезиса представлены двумя формациями: марганценосной карбонатной и марганценосной терригенной.

К марганценосной карбонатной формации относятся *Верх-Курбатовское* (V-3-43), *Больше-Ключевское* (V-4-8) и *Верх-Иренское* (VI-4-13) проявления, расположенные на юге листа в карбонатных нижнепермских отложениях.

Проявление *Верх-Иренское* (VI-4-13) приурочено к нижнепермским известнякам и доломитам филипповской свиты. Протяженность выхода известняков – 200 м, изученная мощность – 13 м. В известняках содержатся два линзообразных тела окисленных землистых руд марганца размером 1×4 и 2×6 м. По трем пробам содержание марганца в них колеблется от 0,84 до 17,2%. Содержание марганца во вмещающих известняках – 0–3,61%.

Проявление *Верх-Курбатовское* (V-3-43) расположено на северной окраине дер. Верхние Курбаты, на левом борту долины р. Большой Телес (в 45 км к северу от Верх-Иренского проявления). Здесь хорошо видна цепочка карстовых воронок, вытянутых в меридиональном направлении. На протяжении около 200 м мелкими шурфами и расчистками в бортах карстовых воронок вскрыты глинистые доломитизированные известняки иренской свиты кунгурского яруса нижней перми с дендритами, корочками, включениями гидроокислов марганца. Содержание марганца в них колеблется по отдельным пробам в пределах 0,07–4,4%.

Марганценосная терригенная формация представлена тремя проявлениями марганца: *Павловское* (IV-1-7), *Восточно-Очерское* (IV-1-5) и *Даниловы Ворота* (IV-1-4). Марганцевое оруденение приурочено к терригенным породам татарского яруса верхней перми. Повышенное содержание марганца связано преимущественно с линзами и слоями глинисто-известковых пород, с содержанием марганца от 0,12 до 0,22% и мощностью до 2,7 м. Кроме того, омарганцевание имеет место в переслаивающихся пелитоалевролитах и алевропелитах. Содержание марганца в них от 0,17 до 0,49% при мощности рудовмещающих прослоев 0,7 м (рудопроявление Восточно-Очерское).

**Хром.** Всего на карту вынесено одно среднее месторождение, одно малое, два проявления и один пункт минерализации. Все месторождения и проявления хрома отнесены к магматическому типу хромитовой офиолитовой рудной формации. В пределах площади находится Сарановская группа месторождений хромовых руд, в состав которой входят *Главное Сарановское* (III-5-15) и *Южно-Сарановское* (III-5-19), а также Сарановская группа россыпей валунчатых руд (восемь россыпей.) Сарановская группа месторождений в настоящее время является одним из основных источников хромового сырья в России. Основными потребителями руд и концентратов являются ферросплавная, огнеупорная и химическая промышленность.

*Главное Сарановское* и *Южно-Сарановское* месторождения представляют собой расслоенную интрузию гипербазитов, интенсивно разбитую на тектонические блоки. Вмещающими породами хромитов являются серпентиниты, которые в свою очередь находятся среди слюдисто-кварцевых сланцев федотовской свиты верхнего рифея. Продуктивный горизонт сложен тремя крутопадающими пластообразными телами хромитов мощностью от 0,6 до 16 м.

Тела хромитов имеют собственные названия: Центральное рудное тело (ЦРТ), Западное рудное тело (ЗРТ) и Восточное рудное тело (ВРТ). Основное промышленное значение имеет ЦРТ. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в рудах составляет 29,69–41,97 %.

Запасы хромовых руд группы Сарановских месторождений на 1.01.2013 г. составляют по категориям  $\text{B} + \text{C}_1$  – 3647 тыс. т,  $\text{C}_2$  – 4293 тыс. т, забалансовые – 2757 тыс. т.

*Главное Сарановское* и *Южно-Сарановское* месторождения окружены широким шлейфом валунчатых руд. Ширина ореолов этих руд – от первых метров до 2300 м от коренных выходов. Качественные показатели руд выше, чем на основном месторождении. Среднее содержание окиси хрома – 39,2 %, содержание СаО (вредная примесь) – 0,13 %. По количеству насчитывается восемь россыпей с запасами по состоянию на 1.01.2013 г. суммарные балансовые запасы валунчатых руд категорий  $\text{B} + \text{C}_1$  – 208 тыс. т,  $\text{C}_2$  – 30 тыс. т, забалансовые запасы категории  $\text{C}_2$  – 90 тыс. т.

Прогнозные ресурсы учитываются на Промежуточном участке, расположенном между Главным и Южно-Сарановским месторождениями. Здесь выявлено четыре хромитоносных тектонических блока. По вещественному составу и текстурно-структурным особенностям руды аналогичны рудам Сарановских месторождений. Заседанием секции Ученого совета ВИМС по геологии черных, цветных и легирующих металлов и неметаллического сырья (протокол № 8 от 20.03.2012 г., прил. 4), апробированы прогнозные ресурсы хромовых руд Промежуточного участка Сарановской группы месторождений по категории  $\text{P}_1$  в количестве 2683,67 тыс. т со средним содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  37,3 %.

Хромовые руды Сарановских месторождений ранее использовались для производства огнеупоров. В настоящее время, благодаря новой технологии, хромитовые руды нашли применение в металлургической промышленности. Объем добычи хромовой руды за 2012 г. составил 142 тыс. т. Обеспеченность запасами добывающих предприятий составляет 12–15 лет.

С расслоенными габбро-гипербазитовыми интрузиями связаны проявления (*Ашкинское Северное* (IV-6-12), *Тесовское* (III-6-34) и пункт минерализации (VI-6-36) низкосортных высокоглиноземистых огнеупорных хромитовых руд. На *Ашкинском Северном* проявлении средние содержания главных компонентов в хромитах составляют (%)  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  – 25–30,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14–16,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 12–13, FeO – 7,8–8,5 [119].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** Медное оруденение имеет широкое распространение на всей территории листа. В настоящее время в границах листа известно одно крупное месторождение, четыре средних, два малых, 58 проявлений и пять пунктов медной минерализации.

В платформенной части меднорудные объекты принадлежат к стратиформному типу медистых песчаников и сланцев. Большинство из них отработаны в прошлом веке и не представляют практического

интереса. Проявления и пункты минерализации (49 объектов) этой группы приурочены к терригенным нижнепермским породам (соликамская и шешминская свиты), протягивающимся субмеридиональной полосой шириной 30–70 км вдоль зоны сочленения Русской плиты с Предуральским краевым прогибом [119]. Средние размеры ранее эксплуатировавшихся рудных тел обычно не превышали 150 м в длину, 70 м в ширину и 0,16 м по мощности при среднем содержании 1–2,5 % (максимально до 16 %). Оруденение имеет вкрапленный, реже прожилково-вкрапленный характер и представлено халькозином, борнитом, халькопиритом, пиритом, ковеллином, присутствуют малахит, азурит. Кроме меди установлены: золото (0,2–0,4 г/т), серебро (4,4–14,4 г/т), никель (до 0,015 %), молибден (до 5 г/т), ванадий (до 30 г/т), уран (до 21 г/т).

В восточной части территории, в Тагильской мегазоне, медное оруденение также широко распространено и имеет промышленное значение. Месторождения и проявления меди представлены следующими рудными формациями: медно-колчеданная, медно-кварцевая жильная, медно-титан-ванадиевая мафитовая, меднорудная скарновая, медно-порфировая.

Медно-колчеданные объекты имеют промышленное значение. На характеризуемой территории известны пять месторождений: *Валенторское* (I-6-14), *Галкинское* (I-6-25), *Северо-Ольховское* (III-6-64), *Левихинская группа* (IV-6-40), *Ново-Шайтанское* (IV-6-44); четыре проявления и три пункта минерализации. Большинство объектов приурочено к позднеордовикско-раннесилурийским образованиям базальт-риолитовой шемурской (*Валенторское*, *Галкинское*, *Левихинская группа*, *Ново-Шайтанское*, *Арбатский участок* (III-6-24), *Кабан VII* (III-6-16) и базальт-андезит-дацитовый павдинской свит (*Гарниковское* (II-6-17), *Крутобережное* (II-6-25), рудник *Поперечный* (II-6-5), *101 Лесной Квартал* (II-6-1), *Центральная Зона* (II-6-7). Одно месторождение (*Северо-Ольховское*) связано с раннесилурийскими образованиями андезит-дацитового и андезитового состава красноуральской свиты.

Рудные тела представлены массивными и вкрапленными рудами линзовидной и пластообразной формы. Глубина развития промышленного оруденения достигает 500–700 м, непромышленного – до 900–1000 м. Протяженность рудных тел по простиранию – от первых метров до 540 м; по падению – от 10 до 270 м, мощность – от 1 до 65 м [41, 44].

Средние содержания в массивных медно-цинковых рудах: Cu – от 2,53 до 6,04 %, Zn – от 2 до 12,47 %; во вкрапленных медно-цинковых и цинковых рудах: Cu – от 0,3 до 1,57 %, Zn – до 7,28 %. Средние содержания сопутствующих элементов в рудах: Au – до 1,68 г/т, Ag – до 46,83 г/т.

В настоящее время обрабатывается только месторождение *Валенторское* (I-6-14). Рудные залежи на протяжении 3 км локализуются на сопряжениях диагональных и субширотных нарушений, имеют форму неправильных линз, вытянутых вдоль нарушений. Их размеры по падению (до 200 м) превосходят размеры по простиранию (до 50–60 м), мощность рудных тел – до 20 м, залежание рудных тел пологое [219]. Всего выделено до 40 рудных тел, различных по размерам, условиям залегания, интенсивности оруденения. Средние содержания полезных компонентов по месторождению: Cu – 2,57 %, Zn – 2,91 %, S – 16,86 %, Mo – 0,01 %; Au – 1,47 г/т, Ag – 26 г/т, редкие и рассеян-

ные элементы – от 1,35 г/т (индий) до 25,29 г/т (теллур) [280]. Балансовые запасы, подсчитанные по 15 рудным телам, по категории С<sub>1</sub> (тыс. т): Cu – 30,5; Zn – 34,56; S – 200,24; по категории С<sub>2</sub> (тыс. т): Cu – 7,7; Zn – 8,09; S – 65,52. Имеются запасы золота и серебра, подсчитанные по категории С<sub>2</sub>, а также редких и рассеянных элементов. Остаток балансовых запасов на 1.01.2013 г. по категории С<sub>1</sub> (тыс. т): Cu – 11,1, Zn – 23,3; по категории С<sub>2</sub> (тыс. т): Zn – 2,5; рассеянных элементов по категории С<sub>2</sub> (т): Ga – 4,2, Ge – 0,9, In – 0,1, Se – 5,5, Tl – 0,5, Te – 7,0 [58].

Руды месторождения *Галкинское* (I-6-25) являются существенно цинковыми, в подчиненном количестве присутствуют медь и свинец. Средние содержания (%): Cu – 0,2 (до 7,5); Zn – 3,5 (до 8–9); Pb – 1,5. На месторождении выделено три промышленных типа руд: полиметаллические медно-цинковые с попутным золотом и серебром, золотосульфидные и окисленные. Основную ценность представляют первичные полиметаллические медно-цинковые руды. Балансовые запасы на 1.01.2013 г. составляют по меди категории С<sub>2</sub> – 14,4 тыс. т и з/б – 52,89 тыс. т; по цинку: С<sub>2</sub> – 98,2 тыс. т, з/б – 357,2 тыс. т и золоту: С<sub>2</sub> – 3381 кг, з/б – 15 402 кг [58].

Месторождение *Северо-Ольховское* (III-6-64) располагается в 1,5 км северо-восточнее дер. Ольховка. Месторождение приурочено к меридиональной зоне интенсивного расланцевания вулканогенно-пирокластических пород андезит-дацитового и андезитового состава красноуральской свиты. Центральная часть зоны протяженностью 4 км и шириной до 400 м, вмещающая рудные тела, слагается кварц-серицитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами. На Северо-Ольховском месторождении выделяется до 20 рудных тел, но основные запасы сосредоточены в одной залежи длиной 150 м и мощностью до 10 м, прослеживающейся по падению до глубины 650 м. Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, золото. Средние содержания (%): Cu – 4,54, Zn – 0,22, S – 38,62; Au – 1,47 г/т; Ag – 12 г/т. Кроме того, руды месторождения содержат промышленные концентрации рассеянных элементов (г/т): Se – 28,8; Te – 17,55; In – 7,47; Ga – 17,04; Ge – 1,53; Ta – 5,04; Cd – 0,0004 %. Запасы руд по состоянию на момент утверждения на 1.01.1998 г. по сумме категорий А + В + С<sub>1</sub> составляли 940 тыс. т. (Cu – 42,7 тыс. т, Zn – 2,1 тыс. т, S – 363 тыс. т.), по категории С<sub>2</sub> – 826 тыс. т. (Cu – 24,1 тыс. т, Zn – 1,5 тыс. т, S – 293 тыс. т, Se – 51 т, Te – 31 т, In – 13,2 т, Ga – 30,1 т, Ge – 2,7 т, Ta – 8,9 т, Cd – 7,2 т). Месторождение находится в Госрезерве на мокрой консервации [44].

К гидротермальному генетическому типу медно-кварцевой жильной формации отнесено одно проявление – правобережье *р. Кырья* (I-5-39). Оруденение представлено кварцевыми жилами и зонами прожилков с халькопиритовой минерализацией мощностью 2,5–5,0 м в известняках карстовой толщи в экзоконтакте со штоком сиенит-порфиоров верхнесеребрянского трахидолерит-сиенитового комплекса. Промышленного значения не имеет.

К магматическому типу медно-титан-ванадиевой мафитовой формации относится крупное месторождение Волковское, приуроченное к образованиям качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса.

Месторождение *Волковское* (Ш-6-46) открыто в 1812 г. и разрабатывается в настоящее время. Месторождение в плане представлено дугообразными рудными зонами общей протяженностью 5 км, залегающими согласно с полосчатостью габбро. В пределах месторождения выделено свыше 200 рудных тел мощностью от 2 до 100 м, протяженностью 50–1500 м и длиной по падению 50–950 м. Вертикальный размах оруденения достигает 1150 м. Характер медносульфидного оруденения в основном вкрапленный, а титаномагнетитового и апатитового – вкрапленный и шлировый. Руды месторождения комплексные: главный рудный компонент – Cu, существенное значение имеют Fe, V, P и S, а также ценные попутные компоненты: платиноиды, Au, Ag, Se и Te. Вскрышные породы используются в качестве строительного камня. Главные носители Cu – борнит (75–80 %), халькопирит (20–25 %), в количестве до 2–3 % присутствует халькозин. В зоне окисления развиваются малахит, азурит, лимонит. Носителем Fe, Ti и V выступает титаномагнетит. По содержанию Fe и Cu выделено два типа руд: медно-железо-ванадиевые (Cu – 0,64 %; Fe – 16,76 %; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,28 %; P – 1,7 %; S – 0,48 %, Au и МПГ – 0,13 г/т, Ag – 4,54 г/т, Se – 9,99 г/т, Te – 1,03 г/т) и железо-ванадиевые (Cu – 0,16 %; Fe – 17,6 %; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,3 %; P – 1,1 %). По состоянию на 1.01.2013 г. балансовые запасы Cu-Fe-V руд по сумме категорий В+С<sub>1</sub> составили 253 923 тыс. т (Cu – 1619 тыс. т, Fe – 253 929 тыс. т, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 723 тыс. т), по категории С<sub>2</sub> – 26 160 тыс. т руды (Cu – 153,4 тыс. т, Fe – 26 160 тыс. т, V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 77,3 тыс. т, Se – 2819,4 т, Te – 258,4 т.). Запасы строительного камня (габбро, диорит) по сумме категорий А+В+С<sub>1</sub> – 366 192 тыс. м<sup>3</sup> [44, 58].

К медноскарновой формации относятся проявления *Нязепетровской группы* (VI-6-38), связанные с габброидами позднесилурийского нязепетровского комплекса. В северо-восточной части Нязепетровского массива пробурено 10 скважин. В результате было обнаружено несколько зон ороговикования, амфиболизации и скарнирования с неравномерно расположенными участками вкрапленности пирита, пирротина и халькопирита. Протяженность зон не превышает нескольких десятков метров, а мощность – первых метров. Содержание (%) Cu в минерализованных зонах составляет 0,02–0,3, Pb – 0,08, Ba – 0,3–0,4, Ag – 0,001, Mo – 0,002 и Sn – 0,003. Максимальные содержания Cu отмечены в интервале глубин 25–40 м. Процессы скарнирования проявлены слабо, концентрация меди не достигает промышленной.

Рудноформационная принадлежность двух проявлений (*Семеновский Рудник* (I-6-39) и *Нясьминское* (II-6-27)) не установлена.

К гидротермальному плутоногенному типу меднопорфировой формации отнесены два проявления: *р. Мал. Кенчурка* (VI-6-22), *р. Аюш* (VI-6-27). Рудная минерализация наблюдается среди порфиритоидов указарской свиты и представлена жилами сложного состава, состоящими из кварца, эпидота, актинолита, хлорита, альбита, гематита и карбоната. В жилах наблюдается вкрапленность пирита, сульфидов меди (халькопирит, борнит) и примазки медной зелени. Мощность жил достигает 0,5–1,0 м.

К техногенному типу отнесено среднее месторождение *Шлакоотвал СУМЗ* (V-6-36). Это пиритное хвостохранилище Среднеуральского медеплавильного завода (СУМЗ), законсервированное в 1973 г. Общий объем за-

складированных хвостов по состоянию на 1.01.2000 г. составляет 26 млн т, в том числе в пиритном 18 908,9 тыс. т.

Хвосты пиритной флотации и сливы сгустителей представляют собой тонкие шламы с содержанием 75–80 % зерен размером менее 43 микрон. Запасы подсчитывались до глубины 20 м в доступной для разведки части, в сухой и слабообводненной части шламоохранилища. По данным разведки, в хвостах содержится значительное количество основных и попутных компонентов, которые могут быть извлечены при повторной переработке отходов. Содержания (%): Cu – 0,3; S – 27,8; Fe – 25,93; Zn – 0,44; Pb – 0,09. Кроме того, хвосты содержат и другие сопутствующие (Co – 0,004 %, As – 0,07 %, Sb – 0,005 %) и попутные (Cd – 30 г/т, Se – 27 г/т, Te – 42 г/т, In – 2 г/т, Ga – 16 г/т, Ge – 2 г/т) компоненты. Пиритные хвосты изучались с целью использования их в качестве серосодержащего сырья в 1948 и 1975 гг. СУМЗ и в 1992 г. институтом «Унипромедь». Результаты положительные – извлечение серы составляет 87–88 % при содержании в пиритном концентрате 42,6–47 % [310].

**Свинец, цинк.** К гидротермальному генетическому типу отнесены два проявления и семь пунктов минерализации. Рудная минерализации в виде рассеянной вкрапленности и тонких прожилков наблюдается в терригенных отложениях усьвинской свиты верхнего рифея: враздел *рек Колдоватая–Пашийка* (Ш-5-10), *Вижайский Рудник* (Ш-5-24), *Кусьинское* (Ш-5-33), *Вижайское 4* (Ш-5-16), *гора Кырьинский Камень* (Ш-5-2) и старопечнинской свиты венда (*р. Бол. Турум* (Ш-5-53), *Усть-Турум* (Ш-5-45), *р. Вильва* (Ш-5-5), *р. Калистратовка* (Ш-5-42). Свинцовой минерализации часто сопутствуют сульфиды цинка и меди, иногда серебро, золото.

К свинцово-цинковой стратиформной формации гидротермально-осадочного типа отнесено два проявления – *Гладкинское* (V-6-44), *Серебряный Рудник* (V-6-29) и пункт минерализации *Тоннельный* (V-6-37). Оруденение представлено маломощными жилами кварц-альбитового, кварц-карбонатного и карбонатного составов и приурочено к серии даек граносиенит-порфиоров хомутовского комплекса раннего–среднего карбона, прорывающих породы козинской свиты и среднерифейские отложения куртинской свиты. Минеральный состав руд представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и баритом (Гладкинское). В пункте минерализации *Тоннельный* наблюдается березитизация вмещающих пород.

Проявление *Уткинское* (IV-6-21) неясной рудноформационной принадлежности приурочено к отложениям карбонатной толщи нижнего–среднего девона. Содержание (%) в руде Ag – до 0,088, Pb – до 12,44, Cu – до 9,8, Zn – до 0,33, As – до 0,48. Главные рудные минералы – галенит серебросодержащий, самородное серебро. Кроме них отмечается вкрапленность пирита, халькопирита, сфалерита, блеклых руд, азурита, малахита, хризоколлы и свинцово-сурьмяные охры.

Пункты минерализации *р. Вильва* (Ш-4-8) и *Вороновское* (Ш-5-55), приуроченные к верхнедевонским известнякам, отнесены к объектам с неясной рудноформационной принадлежностью.

**Никель, кобальт.** Никель-кобальтовое оруденение представлено только одним проявлением – *Перевальное (Лагерное) (V-6-9)*. Оруденение расположено среди охристо-глинистых образований остаточной коры выветривания по серпентинитам устейского комплекса и представлено караваеобразными глыбами и желваками, состоящими из бурого железняка, окислов марганца и силикатов никеля. Содержание Ni достигает 0,18–2,3 %, Co – 0,05–0,45 %, Fe – 23–59 %. Проявление отработано на железо и промышленного значения не имеет. Кроме проявления учтены пять литогеохимических ореолов в коренных породах (Ni, Co, Cr), три из которых находятся в северо-западном, а два в юго-восточном углу листа.

**Молибден.** На территории листа находится один пункт минерализации *Безымянное (VI-6-34)*, расположенное в пределах восточной части Уфалейского антиклинория. Оно представляет собой небольшой участок грейзенизированной гранитогнейсов с вкрапленностью молибденита. Оруденение связано с интрузией гранитов уфалейкинского комплекса. Участок интереса не представляет.

**Вольфрам.** К осадочному типу отнесено шесть пунктов вольфрамовой минерализации. Все объекты находятся в Кваркушко-Каменногорской структурно-формационной зоне и приурочены к нижневендским отложениям бутонской и керносской свит. 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 1,08 г/т, золота – 0,07 г/т. Минеральная форма вольфрамовой минерализации в большинстве пунктов не установлена и только в шлиховой пробе по *р. Нязьва (I-5-14)* встречен шеелит.

**Алюминий.** На карте показаны три малых месторождения, один пункт минерализации (I-6-34) и 13 проявлений. Два месторождения – *Богословское (Ольховский карьер) (I-6-18)* и *Талицкое 1 (I-6-27)* отработаны, а *Известковское (III-6-14)* находится в Нераспределенном фонде. Все учтенные месторождения и проявления находятся в восточной части листа на территории Свердловской области.

Большинство известных на площади листа бокситорудных объектов имеют осадочный генезис и относятся к бокситовой терригенной формации. Эти 12 объектов находятся в Белокатайско-Чусовской железорудной угленосно-бокситоносной минерагенической зоне. Для района характерна приуроченность бокситового оруденения к образованиям терригенной толщи (к подошве пашийской свиты живетского яруса среднего девона и нижнего карбона). Бокситы часто встречаются совместно с железными рудами: проявления *Свадебное (III-5-57)*, *Куртимский Рудник (III-5-40)*, *Графский Рудник (III-5-56)*, *р. Бол. Свадебная (III-5-60)*. На некоторых проявлениях продуктивная толща отработана как железная руда.

Продуктивный бокситоносный горизонт сложен крупнооолитовыми диаспор-гематитовыми бокситами и диаспор-шамозитовыми породами, флинт-

клеем (глины сухарные каолиновые), мелкоолитовыми красными гематитовыми рудами. Линзы и пласты бокситов имеют мощность 0,15–3,30 м. Протяженность залежей колеблется в пределах от нескольких сотен метров до 1,5 км. Состав руд варьирует в широких пределах (%):  $Al_2O_3$  – 13,6–69,2;  $SiO_2$  – 1,15–49,3;  $Fe_2O_3$  – 4,50–37,01.

Часть бокситорудных объектов, находящихся в Центрально-Тагильской железо-золоторудной угленосно-бокситоносной минерагенической зоне, относится к бокситовой карбонатной и бокситовой латеритной формациям.

Бокситовая карбонатная формация представлена одним малым отработанным месторождением *Талицкое 1* (I-6-27) и малым месторождением *Известковское* (III-6-14), одним проявлением – *Мостовское* (III-6-23) и пунктом минерализации *Шайтанское* (I-6-34). Палеозойские бокситы связаны с западной (субровской) зоной известняков низов эмского яруса, залегающих с размывом, а местами с угловым несогласием на закарстованной поверхности известняков перевозской свиты.

Месторождение *Талицкое 1* (I-6-27) открыто в 1940 г. Рудный горизонт представлен отдельными линзами на закарстованной поверхности светло-серых известняков. Мощность линз различная – от 0,1 до 8,7 м [222]. Боксит красный каменистый, обломочно-бобовый, бемит-диаспоровый. Химический состав руд (%):  $Al_2O_3$  – 47,5–57,8;  $SiO_2$  – 13,1–13,7;  $Fe_2O_3$  – 14,6–25,3 [320]. Месторождение малое, отработано карьерами до уровня грунтовых вод в 1984 г. В результате поисковых работ залежи бокситов (мощностью от 2 до 6,5 м), выявленные ниже грунтовых вод, имеют малые запасы и отработке не подлежат.

К югу от месторождения *Талицкое 1* рудный горизонт бокситов постепенно выклинивается, и в пункте минерализации *Шайтанское* (I-6-34) бокситы представлены лишь серой пиритизированной мелкообломочной каменистой разновидностью [44].

Бокситовые тела месторождения *Известковское* (III-6-14) представлены четырьмя меридионально ориентированными прерывистыми пластами. Основное тело прослежено по простиранию на 4,8 км, по падению до 450 м. Мощность бокситового пласта достигает 12,4 м. Среднее содержание в рудах (%):  $Al_2O_3$  – 45–48;  $SiO_2$  – 16–18;  $TiO_2$  – 1,8–1,9;  $Fe_2O_3$  – 16–19;  $FeO$  – 3–5. Сведения о запасах отсутствуют. В связи с низким качеством и сложными условиями залегания руд промышленного значения месторождение не имеет.

По проявлению *Мостовское* (III-6-23) прогнозные ресурсы составляют 348 тыс. т руды ( $Al$  – 176 тыс. т) [44].

Бокситовая латеритная формация представлена *Богословским* месторождением и связана с пестроцветными отложениями триасового возраста (веселовская свита). Бокситы образовались осадочным путем за счет латеритной коры выветривания.

На месторождении *Богословское (Ольховский карьер)* (I-6-18) установлено два рудных тела. Запасы первого рудного тела отработаны. Рудное тело 2 имеет неправильную форму с глубиной залегания кровли – 75–188 м. Размеры его – 800×360 м, падение – восточное, под углом 15–25°, мощность средняя – 7,5 м. Тип бокситов – диаспор-гиббситовый. На Государственном балансе месторождение *Богословское (Ольховский карьер)* не числится, перво-



начальные запасы месторождения по сумме категорий  $C_1 + C_2$  составляли 771 тыс. т, при среднем содержании  $Al_2O_3$  – 40,7%,  $SiO_2$  – 10,6%. Подсчитанные запасы по сумме категорий  $C_1 + C_2$  в количестве 3086,6 тыс. т отнесены к забалансовым [37].

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ

**Ниобий, редкие земли.** Три описанных ниже проявления ниобиевой минерализации расположены в юго-западном углу площади листа на территории Свердловской области. Все они находятся в пределах Уфалейской структурно-формационной зоны. Проявления, в основном из-за отсутствия технологий обогащения, практического значения не имеют.

Пункт минерализации *Хомутовское* (V-6-38) выявлен в пределах Хомутовского массива щелочных граносинит-порфиоров и приурочен к альбитизированным, серицитизированным и карбонатизированным граносинит-порфирам с богатой вкрапленностью магнетита. Метасоматиты содержат пиррохлор, монацит, ксенотим, радиоактивный циркон, сфен, ильменит. Содержание Nb – 0,01% (иногда 0,1%), Zr – 0,1–0,5%, Y – 0,01–0,04%. Практического значения минерализация не имеет.

Рудопроявление *Лагерное* (V-6-46) расположено в 6 км севернее пос. Верхние Серги, на правом берегу р. Цыбиха. Здесь, в зоне контакта трахириолитов кордонокаменской свиты с серицит-хлоритовыми сланцами козинской свиты отмечаются альбитизация, серицитизация и флюоритизация и повышенные содержания Nb – до 0,4%, Zr – 0,5%, Y – 0,2%. Исследованиями А. С. Таланцева [309] и Н. А. Юринского было установлено, что ниобий присутствует в виде субмикроскопической примеси в гематите. Проявление характеризуется наличием комплексных руд.

Проявление *Николаевское* (VI-6-23) находится в Уфалейской зоне и расположено в 1 км севернее дер. Николаевка. Оно приурочено к куполовидной антиклинальной складке, в ядре которой обнажаются породы козинской свиты, а на крыльях отложения малыгинской свиты. Среди терригенных отложений нижнего ордовика развиты вулканогенные породы жерловой фации повышенной щелочности – трахидациты, трахириолиты и их лавобрекчии, представляющие собой реликты линейного вулканического аппарата. Возраст вулканогенных пород разными исследователями датировался от докембрийского до раннего ордовика.

Рудопроявление представлено несколькими минерализованными зонами субмеридиональной ориентировки протяженностью до 300 м, приуроченными к тектоническим нарушениям в вулканогенных породах и характеризующимися повышенным содержанием  $Nb_2O_5$  (0,07–0,12%). В пределах этих зон проявлены процессы альбитизации, окварцевания, серицитизации и флюоритизации. В метасоматитах встречаются мельчайшие зерна колумбита(?), малакона, оранжита, ксенотима, монацита, ильменита, ильменорутила, лейкоксена. Максимальные концентрации  $Nb_2O_5$  составляют 0,2%, а  $TR_2O_3$  – 0,12%. Основным минералом-носителем ниобия и редкоземельных элементов является лейкоксен. Установлено, что среди измененных пород можно

выделить блоки достаточно больших размеров с содержаниями  $Nb_2O_5$  не ниже 0,1 %,  $Ta_2O_5$  не ниже 0,01 % и суммарного содержания элементов иттриевой группы до 0,1 %. Подсчитанные запасы  $Nb_2O_5$  составили 2,3 тыс. т, а TR – 1,8–2,0 тыс. т [309]. Однако из-за трудностей технологического характера (микроскопические размеры зерен рудных минералов) *Николаевское проявление* не может быть переведено в разряд месторождений [310].

**Иттрий.** Пять проявлений иттриевой минерализации зафиксированы на территории листа О-40-V. Все они открыты Б. К. Ушковым в 1970 г. при производстве съемочных работ. Иттриевая минерализация с содержанием от 0,006 до 0,08 % приурочена к гидротермально измененным породам вильвенской свиты и нередко тяготеет к гематит-магнетитовым рудам. Наряду с иттрием отмечается повышенное содержание иттербия, бериллия, стронция, ванадия, свинца, золота и меди [311]. Практического значения проявления иттриевой минерализации не имеют.

*Низовья рек Бол и Мал. Рассольная (I-5-20).* Высокая концентрация иттрия (0,015 %) в коренных породах.

*Левобережье руч. Ослянка (I-5-41).* Зона магнетитового оруденения в песчаниках. Повышенные концентрации иттрия, золота, свинца, стронция, ниобия, урана.

*Восточный склон горы Чердынский Камень (I-5-43).* Повышенная концентрация иттрия, бериллия в рыхлых отложениях.

*Левобережье руч. Ослянка (I-5-45).* Высокая концентрация иттрия (0,03 %); знаковые концентрации меди, цинка и золота в зоне магнетитового оруденения в песчаниках.

**Стронций.** На территории листа имеется только одно среднего масштаба месторождение стронция – *Мазуевское (V-4-5)*, учтенное Государственным балансом запасов.

Объект находится в Кишертском районе Пермского края, приурочен к западному борту Предуральского краевого прогиба. Здесь на контакте ангидритов и карбонатных пород кошелевской свиты кунгурского яруса нижней перми, выветрелых до брекчий, наблюдается целестиновое оруденение. Месторождение представлено пологозалегающими пластообразными телами, образующими пять обособленных участков, расположенных на расстоянии 0,5–1 км один от другого. Общая площадь месторождения составляет 20 км<sup>2</sup>. Мощность тел составляет 5–18 м при среднем значении 14 м. На месторождении выделяются пять продуктивных залежей, залегающих на глубине 5–60 м. Содержание оксида стронция колеблется от 1,1 до 31,3 %. Руды вкрапленные.

Наиболее перспективным является участок Ближний Лог Мазуевского месторождения с высокотехнологичными рудами, из которых возможно получение «суперконцентрата» с содержанием целестина до 99,6 %. Разработка запасов участка возможна открытым способом. Инфраструктура в районе месторождения развита, имеется автомобильная и железная дороги, высоковольтная ЛЭП, газопровод, действующие карьеры по разработке полезных ископаемых. Балансовые запасы руды составляют: по категориям  $C_1 + C_2$  –

2,703 млн т (0,270 млн т оксида стронция), при среднем содержании оксида стронция 7 % и целестина 17,6 %. Забалансовые запасы стронциевых руд утверждены в количестве 16,6 млн т. Прогнозные ресурсы руды по категориям  $P_1$  и  $P_2$  оцениваются в количестве 58 млн т (5,6 млн т оксида стронция).

Эксплуатация месторождения позволит полностью удовлетворить потребности предприятий России в стронциевом сырье высокого качества [119].

**Уран.** На полотне карты вынесено одно малое месторождение, одно проявление и множественные локальные аномалии урана, которые приурочены к отложениям нижней части уржумской свиты.

Малое месторождение *Черепановское* (V-1-21), выявленное Удмуртской геофизической экспедицией в 1966 г., относится к осадочному типу уранов-редкоземельной терригенной формации палеодолин. Оно расположено в 60 км к востоку от г. Ижевск, восточнее дер. Черепаново Воткинского района и связано с позднепермской погребенной речной долиной максимовского возраста. Долина прослеживается в субширотном направлении вдоль южного склона Мишкинского поднятия на глубине 40–100 м, ширина долины 4–6 км. Выделяется два участка: Черепановский и Восточно-Черепановский. Последний иногда рассматривается как самостоятельное проявление.

Черепановский участок расположен в краевой части речной палеодолины, в месте ее изгиба, где речные отложения представлены преимущественно старичными образованиями. Рудные тела представляют собой пластообразные линзы, приуроченные к старичным песчано-глинистым отложениям, залегающим на речных песчаниках небольшой мощности. Наиболее крупное рудное тело на Черепановском участке прослежено вдоль борта палеодолины на 700 м и с запада не оконтурено. Ширина его меняется от 40 до 140 м. Второе по размерам рудное тело располагается в 70 м к югу от первого. Протяженность его достигает 500 м при ширине от 40 до 120 м. Третье рудное тело длиной около 300 м и шириной 40 м находится между первым и вторым. Мощность рудных тел изменяется от 0,3 до 1 м. Содержание урана в них варьирует в широких пределах – от 0,01 до 1 %. Наиболее высокие содержания приурочены к подошве оруденелого пласта старичных отложений, там, где они подстилаются рыхлыми эпигенетически окисленными песчаниками желтовато-табачного цвета.

Рудовмещающие породы имеют песчано-глинистый состав и представлены черными и темно-серыми алевритистыми глинами (аргиллитоподобными) и глинистыми алевролитами с прослойками тонко-зернистых песчаников серого, табачного и желтоватого цвета. Количество пелитовой фракции в породах изменяется от 37 до 81 %. Оруденелые породы насыщены углистым веществом и тонкозернистым пиритом. Уран представлен окислами урана и коффинитом.

Восточно-Черепановский участок расположен в 3,5 км к юго-востоку от собственно Черепановского. На участке выявлено два рудных тела протяженностью около 400 м, шириной 40 м и мощностью от 0,5 до 3,2 м. Рудные тела прослеживаются вдоль палеорусл, приурочены к песчано-глинистым старичным отложениям с углистым детритом. Вещественный со-

став руд аналогичен таковому Черепановского проявления. Общие запасы металла во всех рудных телах по категории  $C_2$  составляют около 0,6 тыс. т [250].

Проявление *Забродинское* (IV-6-27) в геолого-структурном отношении приурочено к полосе развития закарстованных терригенно-карбонатных отложений нижнего–среднего девона. Рудовмещающими являются глинистые, щебнисто-глинистые коры выветривания на контакте карбонатных пород и углисто-кремнистых. Повышенные содержания урана в рыхлых образованиях связаны с участками их ожелезнения и омарганцевания. Гидроокислы железа и марганца являются основными сорбентами урана. Содержание урана в рыхлых образованиях – до 0,077 % [50].

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото коренное.** На карту полезных ископаемых вынесено четыре малых месторождения, 19 проявлений и 33 пункта минерализации. Золоторудные объекты представлены гидротермальным и гидротермально-осадочным генетическими типами.

Объекты гидротермального генезиса относятся к золото-кварцевой и золото-сульфидной рудным формациям. Золоторудные месторождения и проявления размещаются в различных по составу и возрасту комплексах пород.

Наиболее распространены объекты золото-кварцевой формации. В настоящее время на площади известно четыре малых месторождения: *Гора Кварцевая* (III-6-13), *Хионинско-Елизаветинская группа* (III-6-40), *Ашкинское* (IV-6-17), *Гора Жеребцова* (III-6-55), целый ряд проявлений и многочисленные пункты минерализации, представленные кварцевыми жилами, минерализованными сульфидами и золотом. Золоторудные месторождения и проявления размещаются в различных по составу и возрасту комплексах пород – вехнерифейских, нижневендских, средне-верхнеордовикских. Содержание металла в рудах колеблется от десятых долей грамма до первых десятков грамм на тонну.

Известные отработанные месторождения *Гора Кварцевая* (III-6-13) и *Хионинско-Елизаветинская группа* (III-6-40) локализованы в пределах достаточно узкой (1–1,5 км) тектонической пластины метатерригенных углеродсодержащих пород колпаковской свиты, контролируемой зоной протяженного Тылайско-Промысловского разлома. Промышленные концентрации золота связаны с жилами кварца и скоплениями пирита в зальбандах этих жил. Минеральный состав руд: пирит, халькопирит, гематит, магнетит. Распределение золота крайне неравномерно, среднее содержание – 7 г/т (Хионинское) и 1–3 г/т (Гора Кварцевая). Месторождение Гора Кварцевая отрабатывалось в XIX веке шахтным способом. Всего добыто около 1,4 т золота (по сумме категорий  $C_1 + C_2$  [224].

На Хионинском месторождении перспективы объекта связываются с перемещенными корами химического выветривания в карсте. Прогнозные ресурсы категорий  $P_2 + P_3$  – 25 т [269].

Месторождение *Ашкинское* (IV-6-14) расположено среди позднерифейских образований кырминской свиты и представлено серией кварцевых жил мощностью до 0,4 м, залегающих в филлитовидных, сильно пиритизированных, кварц-хлорит-серицитовых сланцах северо-западного простирания и крутого падения. Мощность рудоносных сланцев – 13–18 м; по простиранию они прослежены на 500 м. Кварцевые жилы – секущие по отношению к сланцам. Содержание золота в кварцевых жилах варьирует от 0,4–25 до 140 г/т, в среднем 2,5–5 г/т, в сланцах – до 2 г/т. Верхняя, разрушенная часть месторождения (элювий) была отработана в 1934–1935 гг. карьером размером 50–70×200 м и глубиной до 5–7 м; добыто более 1,5 т золота. Месторождение осталось неоцененным [50].

Малое отработанное месторождение *Гора Жеребцова* (III-6-55). Субширотные кварцевые жилы длиной до 200–400 м приурочены к эндоконтактной зоне качканарского дунит-клинопироксен-габбрового массива. Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом. Содержание золота равномерное, большей частью непромышленное. Сведения о запасах отсутствуют. Промышленного интереса не представляет.

К золото-сульфидной формации отнесено шесть пунктов минерализации. Большинство пунктов минерализации – *Шомпинское* (I-6-2), *Квартал 181* (I-6-15), *Гора Палёная* (I-6-8), *Бобриковский* (I-6-38) связаны с обильной сульфидной вкрапленностью белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса. Здесь отмечаются низкие содержания золота – до 0,3 г/т.

Золотое оруденение установлено и в пиритизированных аргиллизитах, образованных по дацитам павдинской свиты, а также в измененных андезитах именовской свиты и образованных по ним вдоль контактов с вторичными кварцитами корях выветривания.

К гидротермально-осадочному генетическому типу отнесены одно проявление *Кулешовское* (IV-3-33) и восемь пунктов минерализации (V-1-1, V-1-8, V-1-9, V-1-13, V-1-26, V-3-41, V-3-47, V-3-57). Все объекты относятся к формации золоторудных конгломератов и приурочены к терригенным отложениям шешминской ( $P_1\delta\delta$ ) и уржумской ( $P_2ur$ ) свит.

**Золото россыпное.** Проявления россыпной золотоносности и платиноносности в пределах изученной площади развиты весьма широко; в настоящее время большинство известных россыпных объектов имеют ранг месторождений. Всего к настоящему времени зафиксированы одна крупная россыпь, 16 средних, семь малых и 16 россыпей.

Россыпи и россыпеобразования в основном локализуются в восточной части листа, в аллювии водотоков, дренирующих образования палеозойского и рифейского возраста. На карте показаны наиболее крупные из отработанных россыпей, все россыпи, стоящие на балансе, а также перспективные россыпеобразования различной степени изученности.

Наиболее распространены в районе россыпи четвертичного возраста, связанные с современной речной сетью, преимущественно аллювиальные долинные. Самые крупные из них сопровождаются аллювиальными террасовыми россыпями. Металлоносность террасовых отложений уменьшается снизу вверх. Четвертичные россыпи формировались в основном за счет трансфор-

мации олигоценовых и мезозойских россыпей. Наиболее богатые россыпи сформировались там, где молодая долина унаследует древнюю. Средние содержания золота в россыпях плейстоценового возраста –  $0,1\text{--}6\text{ г/м}^3$ , в миоценовых –  $1,5\text{--}12\text{ г/м}^3$ , олигоценовых –  $4,3\text{ г/м}^3$ , в мезозойских –  $2\text{--}6\text{ г/м}^3$ .

Россыпь *Серебряная* (Ш-6-31) разрабатывается с 1830 г. и является эталоном для золотоносных россыпей западного склона Урала. До 1953 г. из россыпи добыто 24 375 кг золота. Возраст россыпи полихронный – от раннего мела до голоцена. Наиболее продуктивны отложения раннего миоцена (наурзумская свита), прослеживающиеся вдоль правого борта долины на значительном расстоянии. Генезис россыпи аллювиальный, морфологический тип карстово-долинный. По характеру залегания пласта россыпь относится к средне- и глубокозалегающим. Мощность рыхлых отложений – до 17 м (в карсте 30–40 м), мощность золотоносного пласта – 1–12,7 м (средняя – 7,4 м). Распределение золота по ширине россыпи струйчатое, по простиранию обогащенные струи прерываются непромышленными участками. Наиболее обогащенной золотом является предплотиковая зона и верхняя часть плотика (элювий). В россыпи присутствуют платина и единичные находки алмазов. Отрезок россыпи севернее пос. Кедровка длиной 13,2 км и шириной 75–890 м (средняя – 420 м) числится на Госбалансе. Среднее содержание золота в запасах категорий А + В + С<sub>1</sub> для гидравлической добычи –  $0,209\text{ г/м}^3$ , для дражной –  $0,185\text{ г/м}^3$ . Предполагаемые источники золота в россыпях – зоны золотоносных метасоматитов системы Тылайско-Промысловского надвига, золотоносные кварцевые жилы, аллювий древних долин, логов и разновозрастные отложения пролювиально-аллювиальных фаций карстовых воронок. Прирост запасов россыпного золота можно ожидать за счет разведки погребенных россыпей древних долин (правобережье р. Серебряная), миоценовых логов, переработки техногенных отложений в пределах ранее отработанных россыпей [44].

Россыпь *Большая Именная* (Ш-6-5) расположена в 7 км северо-восточнее пос. Промысла. Месторождение состоит из четырех промышленных участков: 1) р. Бол. Именная (18,1 км); 2) руч. Именнушка (3,9 км); 3) р. Чекмень (5,1 км); 4) р. Ивановка (5,8 км). Литология – глинистая часть продуктивных отложений 58,9%, обломочная – 47,1%. Золото относится к III и IV классам крупности. Форма золотин пластинчатая, таблитчатая, комковидная. Окатанность золотин средняя, реже хорошая. Средняя пробность золота 900. Источники россыпного Au – золоторудные проявления зоны Кварцеговского разлома и рудопоявления Чекменское и Безводный Урал. Балансовые запасы по Пермской области «песков» (тыс. м<sup>3</sup>) и золота (кг) по категориям соответственно: С<sub>1</sub> – 8855 и 1273; С<sub>2</sub> – 552 и 39; забалансовые запасы – 256 и 50; среднее содержание –  $143\text{ мг/м}^3$  [58].

Россыпь *рек Койва, Полуденка* (Ш-6-12) включает: а) долинную и террасовую россыпи р. Полуденка; б) реликты мезозойских россыпей; в) ложковую россыпь Рябовского лога. Продуктивная толща сложена отложениями мезозоя, палеогена, неогена, плейстоцена, голоцена. Размеры  $10 \times 0,04\text{--}0,6$  км, мощность 1–23 м. Источником россыпного золота являются коренные объекты зоны Кварцеговского разлома. Литология песков – глинистые алевроиты, песчано-глинистые отложения, глины с галькой и гравием, супеси, пески,

глинистые галечники. Золото средней крупности, характерны пленочные, чешуйчатые, жилковидно-пластичные, таблитчатые, брусковидные, комковатые, зернистые, палочковидные, проволочные формы. Содержание золота – 70–478 мг/м<sup>3</sup>, пробность золота – 955. Балансовые запасы «песков» (тыс. т) и золота (кг) по категориям В + С<sub>1</sub> – 4979 и 1082, в т. ч. В – 2042 и 440; забалансовые запасы – 7294 и 407; среднее содержание золота – 217 мг/м<sup>3</sup> [58].

Россыпь *реки Благодатный Исток* (II-6-3). До 1940 г. в долине р. Благодатный Исток, левого притока р. Ляля велись небольшие разработки старательским способом.

В 1966–1967 гг. Исовской прииск провел поиски и предварительную разведку, в результате была выявлена промышленная россыпь [277]. Россыпь аллювиальная четвертичная, долинная. Длина россыпи – 6 км, ширина – до 300 м. «Пески» залегают в интервале глубин 1,5–3,6 м. Усредненный разрез рыхлых отложений (м): 0,0–1,5 м – отвалы старых работ (золота – 0,4 г/м<sup>3</sup>); 1,5–3,0 м – галечник глинистый темно-серый с плохоокатанной галькой местных пород (золота – до 0,78 г/м<sup>3</sup>); 3,0–3,6 м – «плотик» – выветрелые гранодиориты (золота – до 0,79 г/м<sup>3</sup>). В верховьях россыпи отмечается сплошная валунистость разреза, из-за чего часть шурфов не добыта до «плотика». Золото в россыпи преимущественно крупное, с самородками весом до 0,6 г, плохоокатанное. Запасы россыпи отработаны.

Россыпь *реки Вильва* (II-5-30). Размеры месторождения: 14,4 × 0,07 км. Золотоносны верхнечетвертичные и современные аллювиальные отложения. Россыпь состоит из следующих участков: 1) р. Вильва, 2) второй левый приток, 3) р. Мутная, 4) р. Гремячий Ключ, 5) р. Тюшеватик. Плотик – олигоценовые коры выветривания, развитые по породам вильвенской свиты, реже по изверженным породам. Источники золота – рудопроявления золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. Литология песков – глины алевритовые, песчанистые с переменным количеством гравийно-галечного материала, иногда со щебнем, глыбами и валунами. Золото соответствует средней степени крупности. Золотины таблитчатой формы. В мелких классах встречаются комковидные золотины. Редкие кристаллы имеют форму куба, октаэдра, пентагондодекаэдра. Цвет металла золотисто-желтый, темно-желтый. Пробность золота – 946,1. Горнотехнические условия благоприятны для разработки месторождения бульдозерно-гидравлическим способом. Балансовые запасы «песков» (тыс. т) и золота (кг): категорий С<sub>1</sub> – 577 и 85; С<sub>2</sub> – 1589 и 201; забалансовые запасы – 1930 и 108. Среднее содержание Au – 152 мг/м<sup>3</sup> [41].

**Золото, платина.** На карте учтены четыре средние россыпи, из которых три (*реки Банная, Большая Нясьма* II-6-19, *р. Чёрная* IV-6-23, *р. Межевая Утка* (среднее течение) IV-6-33) отработаны еще в прошлом веке и одна (*р. Мостовская Россыпь* III-6-21), эксплуатация запасов которой продолжается. Малая россыпь одна – *Верхне-Койвинская* (II-6-45). Россыпепроявлений учтено 13, все они расположены на востоке листа, в Свердловской области.

Россыпь *Мостовская* (III-6-21). Госрезерв. Мощность пласта – 3,3 м, глубина залегания – 7,3 м. Содержание – 132 мг/м<sup>3</sup> [44].

Россыпь *Верхне-Койвинская* (II-6-45) расположена в Горнозаводском районе, в долине р. Койва на широте пос. Тюшевское и Медведка, принадлежа-

щей к Вишерско-Висимской эрозионно-структурной депрессии. Россыпь комплексная золотоплатиновая. Размеры россыпи –  $1,5 \times 0,174$  км. Промышленная золотоносность связана с верхнеолигоценовыми аллювиальными и перекрывающими их миоценовыми аллювиально-делювиальными отложениями. Средняя мощность «песков» – 19,5 м. Литология «песков» – отложения верхнего олигоцена представлены гидрослюдистыми (70–35 %) и каолиново-гидрослюдистыми глинами с обломками молочно-белого сахаровидного кварца и редкими включениями бурого железняка. Отложения нижнего неогена представлены монтмориллонито-гидрослюдистыми сильнопесчанистыми глинами с бобовинами марганца и сажистыми включениями гидроокислов Fe и Mn, с галькой и гравием. Пробность золота – 950. Верхне-Койвинская россыпь пригодна для отработки механизированным гидравлическим способом. Балансовые запасы «песков» (тыс. м<sup>3</sup>) и химически чистого золота (кг): категории С<sub>1</sub> – 3516 и 61 соответственно, при содержании 17 мг/м<sup>3</sup>. Россыпь подготовлена к освоению [316].

**Палладий.** Проявления существенно палладиевых руд с примесью золота и платины открыты в последние годы. Всего на карту вынесено шесть проявлений. Эти проявления приурочены к габброидам и перидотитам Волковского массива и к углеродистым сланцам кырминской свиты верхнего рифея.

В медносульфидных рудах (Cu – 0,6–4,4 %, S – 1–5 %) верхней части месторождения *Волковское* (Ш-6-46) отмечены высокие содержания золота и палладия, в сумме достигающие 1–7 г/т [121]. При этом в нижних частях разреза месторождения в медносульфидно-апатит-титаномагнетитовых рудах, содержащих 0,3–0,7 % Cu и 0,5–1,2 % S, концентрации благородных металлов не превышают 0,1–0,3 г/т. Масштабы развития золото-платинометалльных руд в пределах Волковского месторождения пока недостаточно известны, но изучение этого типа оруденения, безусловно, следует считать весьма целесообразным [44].

Проявление *Баронское* (Ш-6-56) платино-золото-палладиевых руд расположено в 11 км южнее Волковского месторождения. Вскрыто канавами и скважинами. При опробовании отвалов старого шурфа, пройденного в 1952–1954 гг., в штучных пробах были установлены содержания (г/т): Pt – 0,5, Au – 23,52, Pd – 33,15. Оруденение прослежено на глубину до 50–70 м, по простиранию – до 60 м. Рудная зона мощностью до 10 м выделяется условно, по рудным содержаниям Au и платиноидов и представлена тектонизированными и метаморфизованными апатитовыми оливинитами, оливиновыми, плагиоклазовыми и мономинеральными клинопироксенами. Максимальные концентрации благородных металлов приурочены к маломощным линзовидным телам (0,05–1,5 м) нацело серпентинизированных мелкозернистых апатитовых оливинитов (70–75 % оливина; 20–25 % фторапатита). Платино-золото-палладиевая минерализация представлена борнитом, халькопиритом, карролитом, магнетитом, меренскиитом, котульскитом, кейтконнитом, а также самородным золотом, иногда висмут- и палладийсодержащим. Размеры выделений сульфидов и теллуридов обычно очень малы (0,02–0,2 мм). По данным опробования канав и скважин среднее содержание в рудной зоне составило (г/т): Pd – 5, Au – 2, и Pt – 0,5. Для проявления авторами оценены прогнозные



ресурсы категории  $P_2$ , составившие 3072 тыс. т руды, в том числе металлов: Au = 6,1 т; Pt = 1,5 т; Pd = 15,4 т. С учетом повышенного содержания элементов-спутников (Ag – до 9,6 г/т, Cu – до 5,66 %), возможно попутное извлечение серебра, меди, апатита [44].

Проявление *Кокуйское* (Ш-6-58). Мощность пласта – 3,3 м, глубина залегания – 7,3 м. В ходе ГДП-200 Салдинской площади было обнаружено высокое содержание металлов платиновой группы и Au в зоне окисленной сульфидной минерализации среди углеродистых сланцев кырминской свиты верхнего рифея. В правом борту долины ручья – левого притока р. Серебряная в дорожной выемке обнажаются темно-серые углеродистые филлиты кырминской свиты (сланцеватость аз. пад.  $60^\circ$ , угол  $50^\circ$ ) с рассеянной вкрапленностью крупных кубических кристаллов пирита (0,5–3,0 см) и многочисленными линзовидными охристо-кварцевыми жилками. В пробе из углеродистых сланцев, обогащенных сульфидами, получены содержания (г/т): Pd – 5,0–5,36, Pt – 0,29–0,37, Au – 0,29–0,5; из сланцев с большим количеством охристо-кварцевых жилок – Pd – 1,1–1,3, Pt – 0,01, Au – 0,08–0,16 г/т; в углеродистых филлитах без видимых признаков сульфидной минерализации: Pd – 0,01–0,06, Pt – 0,02–0,48, Au – 0,02 г/т. Выявленное проявление золото-платиноидных руд в рифейских углеродистых сланцах несомненно заслуживает первоочередного изучения, поскольку крупные месторождения этого типа известны во многих районах мира (Китай, Кольский полуостров и др.) [44].

Проявления палладия (I-3-40), (I-3-41), (I-3-43) и (I-3-44) однотипны и связаны с пластом «маркирующих глин» (МГ) Верхнекамского месторождения солей. Пласт МГ залегает в верхней части разреза подстилающей каменной соли в 20–25 м ниже подошвы сильвинитовой зоны. Средняя мощность – 1,5 м. Пласт сложен глинистым мергелем с желваками ангидрита. Спробование проведено бороздовыми пробами от кровли до подошвы пласта. Средние содержания благородных металлов составили (г/т): Au – 0,76; Pt – 0,39; Pd – 3,02. Определения содержаний выполнены в лаборатории ВНИИХТ в 2007 г. По мнению исследователей [91, 153, 154], платина и палладий находятся в металлоорганических соединениях, поэтому была разработана и запатентована специальная методика определения содержаний (Сметанников А. Ф. Патент РФ № 2291907 от 10 января 2006 года, «Способ извлечения благородных металлов»).

Обычный пробирный анализ дает содержания примерно на порядок ниже.

**Платина.** Коренные и россыпные проявления и месторождения платины широко развиты вдоль восточной рамки листа карты. На карту вынесено 15 коренных проявлений, 10 россыпей среднего масштаба, одна малая россыпь и восемь россыпепроявлений.

Коренная платина связана с массивами платиноносных дунитов (Сосновский Увал, Косьвинский Камень, Светлый Бор, Вересовый Бор и др.) и в значительно меньшей степени – с пироксенитами ультраосновных массивов Платиноносного пояса (качканарский комплекс). Во вмещающих дунитах платина находится в рассеянном виде и имеет комковатую, каплевидную, изометричную форму; повышенные содержания ее приурочены к крупнокри-

сталлическим разностям, обогащенным хромшпинелидами. Месторождения платины в дунитовых массивах неизвестны.

Проявление *Бутыринская жила* (I-6-32) расположено в 500 м от зоны контакта дунитов с клинопироксенитами, в правом борту Ободранного Лога. Рудное тело сложено разномасштабными и крупномасштабными клинопироксенитами с вкрапленно-прожилковым хром-титаномагнетитовым оруденением. Пироксенит-пегматитовая жила имеет сложную форму и неоднородное внутреннее строение. Длина жилы по простиранию – около 6 м, мощность изменяется от 5–10 см на выклинивании до 1,2 м в раздувах. Жила сложена клинопироксеном (диопсид-геденбергит) и небольшим количеством оливина, роговой обманки, апатита [225]. Главным рудным минералом является хром-титаномагнетит, значительно реже присутствуют пирит, халькопирит, пентландит, ковеллин, самородная медь. Содержание платиноидов в рудах, по данным Н. В. Бутырина, составляет от 34,8 до 49,7 г/т, при ведущей роли платины и палладия [225]. В результате крупномасштабного опробования жилы (проба весом 52 кг) содержание (г/т) Pt составило 1,54, Pd – 1,18, в сумме МПГ – 2,72. В ходе проведения ГДП-200 Кытлымской площади в 2008 г. из пироксенитовой жилы было отобрано несколько бороздовых проб. По результатам пробирного анализа, содержание платины – 18,48 г/т, палладия – 19,16 г/т [37].

Перспективным генетическим типом являются платиноносные углелистые сланцы. Повышенные концентрации платины получены в углесто-сланцисто-кварцевых сланцах с возрастом от рифея до ордовика. Наиболее интересны черные сланцы федотовской свиты рифея, где определены максимальные содержания платины в 1,7–3,0 г/т и бутонской свиты нижнего венда. Отрицательными моментами для этого генетического типа оруденения является отсутствие технологии рентабельного извлечения металла и относительно низкие концентрации его [307].

Месторождения россыпной платины в районе известны с 1824 г. и эксплуатируются до настоящего времени, хотя почти все россыпи с промышленными концентрациями отработаны старателями и дражным способом. В настоящее время они представляют собой техногенные объекты с недоработанными участками и мелкими обособленными месторождениями. В конце XIX века Исовские прииски давали 2/3 мировой добычи платины. Всего на Урале добыто около 150 т платины.

Россыпи платины берут начало от крупных дунитовых массивов (россыпи бассейнов рек Косьва, Лобва, Большая Нясьма, Койва, Межевая Утка, Ис и их притоков). От массивов Платиноносного пояса они распространяются в восточном направлении на расстояние до 150 км (россыпь р. Ис с продолжением в россыпь р. Тура), но основная масса металла расположена на удалении до 60 км от коренных источников. По мере удаления от материнских массивов россыпи становятся комплексными, в них к платине добавляется некоторое количество золота (0,5–4 %). В основном россыпи аллювиальные. Делювиально-аллювиальные (ложковые) имеют небольшое распространение, главным образом в пределах «дунитовых ядер» платиноносных массивов. Элювиальные россыпи с промышленной концентрацией металла не установлены.

На карте показаны 10 средних по запасам россыпей, из которых отрабoтано четыре: *р. Малая Косьва* (I-6-36), *р. Малая Каменушка* (II-6-20), *р. Выя* (II-6-42), *р. Тура* (II-6-44); россыпи *р. Большой Покап* (II-6-30) и техногенная россыпь *р. Ис* (II-6-37) находятся в эксплуатации; еще четыре россыпи числятся в Нераспределенном фонде (*реки Большая и Малая Сосновка, Соколовский Лог* (I-5-34), *р. Лобва (верховья)* (I-6-31), *р. Большая Простокишенка* (II-6-29), *реки Шайтанка, Мартьян* (IV-6-39). Из малых по запасам россыпей на карте учтена только россыпь *р. Ис (верховья)* (II-6-35).

Россыпь *р. Малая Косьва* (I-6-36). Долина *р. Малая Косьва* платиноносна на всем своем протяжении. Промышленная же концентрация тяготеет к русловой части. По данным разведочных работ, длина россыпи – 9,3 км, средняя ширина – 84 м, мощность рыхлых отложений – от 1,4 до 6–7 м. Локализация платины в пласте по своему характеру линзовидная и гнездовая. Наибольшее содержание металла наблюдается в кулисовидно залегающих линзовидных пластах «песков», представленных зеленовато-серыми галечниками с глиной и щебенкой, включенных в толщу «речников» (грубозернистые пески зеленовато-серого, буро-зеленого цвета со щебнисто-галечным материалом до 30 % и валунами до 3–5 %). «Речники» также являются металлоносными, но содержат меньшее количество платины. Характер и состав платины сходен с металлом Лобвинской группы россыпей, так как имеет единый источник сноса – дунитовый массив Косьвинского Камня. Платина серебристо-белая или оловянно-белая с сильным металлическим блеском. Зерен со сростками хромита не найдено. Форма зерен платины таблитчатая со сглаженными углами, размер зерен 0,2–1 мм. Отмечались находки хорошоокатанных самородков весом до 2–4 г. По масштабам россыпь средняя, до 1963 г. добыто 785 кг платины. Геологические запасы платины на 1.01.1973 г. категории С<sub>1</sub> 331,8 кг при среднем содержании платины на массу 106 мг/м<sup>3</sup>. На 1.01.2009 г. на Государственном балансе россыпь не числится [37].

Россыпь *р. Малая Каменушка* (II-6-20) отрабoтана частично. Средние содержания – 0,207 г/м<sup>3</sup>. Разработка проводилась до глубины 10 м. Учетная добыча до 1917 г. – 2 т.

Россыпь *р. Выя* (II-6-42) отрабoтана. Отрабатывалась с содержанием до 3 г/м<sup>3</sup>. Учетная добыча – 3,6 т металла. Перспективна как техногенная россыпь [37].

Россыпь *р. Тура* (II-6-44) отрабoтана. Добыто учетного металла 7420 кг. Среднее содержание металла – 0,3 г/м<sup>3</sup>. Примесь золота – 18 %. Перспективна как техногенная россыпь.

Россыпь *р. Покап* (II-6-30) отрабoтана частично и остается перспективной как техногенная россыпь с содержанием до 0,3 г/м<sup>3</sup>. Примесь золота – до 7 %.

Россыпь *р. Ис* (II-6-37). Исовское россыпное поле площадью 40 км<sup>2</sup> удалено от коренных источников платины на 30 км и приурочено к Исовскому карбонатному массиву. Закарстованная поверхность известняков явилась «ловушкой» для металла и металлосодержащих частиц породообразующих минералов. Химическое выветривание и многократный переувлажнение осадков создали сложную систему россыпных месторождений. Основными характерными особенностями этих месторождений (кроме того, что все они аллюви-

альные, карстовые, часто погребенные) являются: возраст металлоносных осадков от юры до голоцена; мощность «песков» – до 20 м; крайне неравномерное распределение металла в плане (ширина отдельных «струй» может составлять 10 м и менее); концентрация металла не только в приплотиковой части, а и в верхних горизонтах среди глинистых осадков. Весь металл мелкий, размеры частиц – до 0,5 мм; среднее содержание по разным участкам – до 0,4 г/м<sup>3</sup>. Достоверные сведения о количестве добытого металла из месторождений Исовского россыпного поля отсутствуют; предположительно добыто 60 т, в том числе 3–5 т золота [37].

В настоящее время платиноносные россыпи района представляют собой крупные техногенные объекты с недоработанными участками и мелкими обособленными россыпными месторождениями, частично отработанными (техногенные россыпи). Типичной является россыпь *р. Ис* (II-6-37), первая и наиболее богатая в районе, которая обрабатывается по сей день. Россыпь берет начало с дунитовых массивов Светлый Бор и Вересовый Бор; четвертичная аллювиальная долинная и террасовая. Протяженность россыпи до устья *р. Ис* составляет 48 км. Ширина русловой части – 0,2–0,8 км. Мощность металлоносного аллювия колеблется от 2 до 20 м. Содержание платины в первый период эксплуатации (1831–1998 гг.) достигало 100 г/м<sup>3</sup>. К 1920 г. среднее содержание упало до 0,6 г/м<sup>3</sup>. Обработка русловой части россыпи закончилась в 1963 г. при среднем содержании 0,100 г/м<sup>3</sup>. Полные сведения о количестве добытой платины отсутствуют. Предположительно добыто 20 т, примесь золота редко превышает 5 %, в среднем 1–2 %.

Россыпь *р. Лобва (верховья)* (I-6-31) прослеживается от устья *р. Конжаковка* непрерывно вверх по течению и переходит в россыпь *р. Северный Кытлым*. Коренным источником всех вышеперечисленных россыпей является дунитовый массив Косьвинского камня. В долине *р. Лобва* отмечаются следующие генетические типы россыпей: русловые и пойменные (основные промышленные россыпи), террасовые (режевская надпойменная терраса), гляциальные и гляциофлювиальные образования ханмейской свиты, техногенные образования. Металлоносность по долине непрерывна на всем ее протяжении, но промышленная концентрация платины прослеживается от устья *р. Кытлым* вниз по течению на расстояние около 9 км. Ширина долинной россыпи в пределах эксплуатации – 250–550 м. Металлоносный пласт («пески») представлен галечно-песчано-глинистым материалом серого, желто-серого, желтого, бурого цвета с примесью щебня. Мощность «песков» – 0,5–5,8 м. Платина концентрируется преимущественно в нижней части металлоносного пласта и в верхах плотика. По данным дражных работ, содержание в промышленном контуре варьировало в пределах 70–700 мг/м<sup>3</sup>. Платина *р. Лобва* преимущественно мелкая. Размер зерен от –20 до +70 «меш» составляет 87–96 %, платина хорошоокатанная светлая. Сопутствующие минералы – хромит, золото (до 0,4–1,6 % от количества шлиховой платины), магнетит. Химический состав шлиховой платины (%): Pt – 79,43; Pd – 0,37; Rh – 0,5; Ir – 1,56; Os – 0,64; Ru – 0,05.

Россыпь *р. Большая Простокшиенка* (II-6-29) террасово-долинная. Основной вид сырья – россыпная платина, дополнительный – россыпное золото. Платиноносными (с небольшой примесью золота) являются пойменные, рус-

ловые отложения речек и ручьев; россыпь «Правого Увала» Большой Простокшиенки залегает среди отложений второй надпойменной террасы этой речки. Усредненный разрез рыхлых отложений по р. Большая Простокшиенка следующий: растительный слой – 0,3 м; темно-серая вязкая глина с мелкой щебенкой – 0,9 м; темно-серые галечники с мелкими гальками подстилающих пород – 2 м; темно-серая галька и щебенка с глинисто-песчанистым материалом – 0,5 м; плотик. Среднее содержание платины и золота в россыпях системы р. Большая Простокшиенка следующее.

Россыпь Большой Простокшиенки: платина – 120 мг/м<sup>3</sup>, золота – 1,5 % от количества металла.

Россыпь Ермакова Лога: платина – около 600 мг/м<sup>3</sup>, золото – 1,5 % от всего количества металла.

Россыпь Средней Простокшиенки: платина – 305 мг/м<sup>3</sup>, золото – 3,5 % от общего веса шлихового металла.

Россыпь Косого Лога: платина – 2147 мг/м<sup>3</sup>, золото – 0,8 % от веса шлихового металла.

Россыпь Полуденного Лога: платина – около 150 мг/м<sup>3</sup>, золото – 20 % от веса шлихового металла.

Россыпь Малой Простокшиенки: платина – 370 мг/м<sup>3</sup>, золото – 1,5 % от веса шлихового металла.

Россыпь Нечаевского Лога: платина – около 500 мг/м<sup>3</sup>, золото – 1,5 % от веса шлихового металла.

Россыпь «Правый Увал» Большой Простокшиенки: платина – 1472 мг/м<sup>3</sup>, золото – 6 % от веса шлихового металла.

Рудоконтролирующим фактором для платины является поступление в аллювий материала из Вересовоборского дунитового массива. Возраст россыпи – поздний плейстоцен–голоцен.

Россыпь в значительной степени отработана. Перспективна как техногенная россыпь со средним содержанием 0,246 г/м<sup>3</sup>. Примесь золота – до 10 % [239].

В россыпи рек *Большая и Малая Сосновка, Соколовский Лог (I-5-34)* 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 [36].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

**Кварц (оптический, пьезоэлектрический).** Проявления горного хрусталя наиболее характерны для восточной части территории листа. Из многочисленных проявлений горного хрусталя на карте отражено 15 объектов. Все они относятся к гидротермальному типу хрусталеносной кварцевожильной рудной формации и связаны с кварцевыми жилами, секущими породы различного состава и возраста.

Кварцевого сырья, пригодного для получения моноблоков, на территории листа карты не встречено. Для добычи же оптического кварца слишком мал

масштаб имеющихся проявлений и повсеместно отмечается неудовлетворительное качество сырья. Для примера приводим несколько типичных проявлений горного хрусталя.

Проявление *Молмыское* (1-5-7) находится в Красновишерском районе, на р. Молмыс, в 88 км на юго-восток от г. Красновишерск. Приурочено к отложениям верхнекерносской подсвиты венда. Мощность линзы – не менее 1 м. Горный хрусталь встречается в виде монокристаллов, двойников, друз, щеток. Кристаллы длиной до 10 см, диаметр – до 7–8 см. Кристаллы часто мутные, со следами внутренних механических деформаций, участками покрыты тонкой пленкой гидроокислов железа, а также чистые, прозрачные [289].

Проявление *Тулумкинское* (I-5-46) находится в 55 км на северо-восток от г. Александровск, на правом берегу р. Тулумка. Оно приурочено к аркозовым песчаникам танинской свиты. Развита жила молочно-белого кварца и горного хрусталя. Встречено гнездо диаметром около 25 см с кристаллами горного хрусталя. Размер кристаллов по длинной оси – от нескольких мм до 10–35 мм. Прозрачными являются внешние части кристаллов. В кристаллах развиты трещинки. Все это говорит о непригодности использования их в качестве пьезооптического сырья [235].

Проявление *Няровское* (1-5-47) находится в 11 км на северо-восток от горы Няровский Камень и приурочено к кварцитопесчаникам керносской свиты. Развита многочисленная жила молочно-белого кварца со щетками мелкого горного хрусталя. Мощность жил – 1–20 см, иногда – до 25 см. Размер кристаллов горного хрусталя не превышает 30 мм. Кондиционных кристаллов не встречено [235].

Проявление *Саранское* (II-5-34) расположено в 15 км на север от пос. Сараны. Вмещающие породы верхней пачки верхневильвенской подсвиты: сланцы серицит-хлорит-кварцевые, гравийно-галечные конгломераты с песчаным цементом с зернами полупрозрачного кварца. Кристаллы – от 2 – 3 мм до 12 см – по длинной оси и 5 см по короткой. Хрусталь прозрачный и полупрозрачный [43].

Проявление *Кварцевая Гора* (III-6-11) расположено в 6,2 км западнее пос. Промысла. Представлено кварцевой жилой северо-западного простирания в слюдисто-кварцевых сланцах колпаковской свиты. Жила прослежена на 60 м при мощности 0,6–1 м. Большое количество кристаллов горного хрусталя встречается в элювиальных и делювиальных отложениях. Собрано около 300 кг хрусталя. Мутные свилеватые кристаллы имеют размер по длинной оси 25–55 см и 2–5 см по короткой. Прозрачные кристаллы соответственно – 0,5–3 см и 0,2–0,8 см. Встречено большое количество друз. Кондиционных кристаллов не встречено [44].

Проявление *Горбуновское* (IV-6-16) представлено жилами крупно-гигантозернистого друзовидного кварца, белого и зеленовато-белого цвета. Мощность жил – 0,2–0,7 м, протяженность – до 70 м. Гнезда хрусталя размером от 0,3 × 0,4 × 0,6 до 0,3 × 0,6 × 1,5 приурочены к раздувам жил. Встречаются прозрачные кристаллы зеленоватого цвета (празем) и содержащие асбест (кошачий глаз) [44].

## ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Сера.** Месторождение *Коспаш № 27* (II-4-26) относится к техногенному генетическому типу. Запасы серы (пиритной) учитываются Государственным балансом запасов в каменных углях на резервном одноименном участке шахты Коспашская Кизеловского каменноугольного бассейна. Запасы каменного угля относятся к Нераспределенному фонду, к группе «Прочие месторождения и участки для шахт». На 1.01.2013 г. балансовые запасы серы (пиритной) составляют по категориям: В + С<sub>1</sub> – сера 102 тыс. т, С<sub>2</sub> – 9 тыс. т [58].

**Флюорит.** Флюорит представлен тремя нижеописанными проявлениями ратовкита, не представляющими промышленного интереса.

Проявление *Шляпниковское* (V-3-16). Ратовкит в виде фиолетово-синих и бесцветных включений в кавернозных известняках иренской свиты, иногда в мелких трещинах совместно с кальцитом. Проявление находится в 11 км на юг от села Орда.

Проявление *Грызаны* (V-3-23) находится в 37 км на юг от села Орда. Ратовкит в виде фиолетово-синих и бесцветных включений в кавернозных известняках иренской свиты.

Проявление *Медянка* (V-3-32) расположено в 27 км на юг от села Орда, в 2 км на юг от пос Медянка. Ратовкит в виде фиолетово-синих и бесцветных включений в кавернозных известняках иренской свиты [237].

**Барит.** Все проявления барита представлены гидротермальным генетическим типом баритовой жильной формации. Они находятся в восточной части территории листа и связаны с баритизацией цемента верхневендских песчаников и линзовидным телом трахибазальтов. Содержание бария – до 3 %.

Проявление *Полуденное* (II-5-1) расположено в 38 км северо-восточнее г. Александровск; приурочено к песчаникам, содержащим в тяжелой фракции протопочки 89,6 % барита (по спектральному анализу – двухсигмовое содержание барита).

Проявление *Нярское* (II-5-10) расположено в 31 км западнее г. Александровск, на правом берегу р. Няр. Приурочено к алевролитам с баритовым цементом [40].

Проявление *Таскаихинское* (II-5-16) расположено в 35 км на юг-юго-восток от г. Александровск, в бассейне р. Левая Таскаиха. Приурочено к крупной линзе трахибазальтов. Химический состав (%): ВаО – 51,21; SiO<sub>2</sub> – 9,46; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,06; MgO – 0,43; СаО – 0,6; S – 0,09. В трахибазальтах содержание бария > 3 % и стронция – 1 % [40].

**Бораты, боросиликкаты.** На территории листа отражено единственное проявление аксинита *Северо-Тылайское* (I-6-19), расположенное на междуречье Северный Тылай–Восточный Тылай, в истоках второго и третьего притоков р. Восточный Тылай. Проявление представлено вкрапленностью и единичными аксинитовыми жилами (мощность до 1,5 м) в вулканогенно-углеродисто-кремнистой части разреза вьйской свиты. Наиболее обогащенными аксинитом являются углеродисто-кварц-серицитовые, кварц-стильпно-

мелан-серицитовые сланцы, кремнистые туфы основного состава, содержание аксинита в которых – до 30 %, в аксинитовых жилах – до 91 %. Наряду с развитием аксинита в породах развивается интенсивная пиритизация, пирротинизация, реже встречается халькопирит. Содержание  $V_2O_5$  по химическому анализу во вкрапленном типе 0,03–0,23 %, в аксинитовых жилах – до 1,5 %. Северо-Тылайское проявление боросиликатов не имеет самостоятельного значения, но может рассматриваться как поисковый признак на золотое оруденение и редкие металлы [37].

**Доломит.** Широко распространенная разновидность пород, встречающаяся во многих стратиграфических подразделениях. Всего на карте показано семь малых месторождений этого сырья. Из них разрабатываются два. Продуктивными отложениями являются карбонатные породы силура (*Бойцовское V-6-25*), девона (*Коноваловское V-6-22*), перми (*Чикалинское IV-4-23*, *Грибановское V-3-45*, *Михинское V-4-12*, *Каменское VI-4-10*). Широко распространенные малые месторождения и проявления известняков и доломитов являются потенциальными объектами для поставки строительного материала для местных нужд.

Месторождение *Чикалинское (IV-4-23)* находится в 9 км от г. Кунгур на юго-восток и представляет собой рифовое образование со сравнительно ровной подошвой и брахиантиклинальной формой кровли. Продуктивными породами служат рифовые известняки, доломиты сылвенской свиты артинского яруса. Генезис – экзогенный, осадочный, биохимический. Химический состав известняка рифогенного (%):  $SiO_2$  – 0,57–2,57 (среднее – 1,07);  $Al_2O_3$  – 0,16–0,57 (среднее – 34);  $Fe_2O_3$  – 0,07–0,16 (среднее – 0,11); CaO – 51,98–54,57 (среднее – 3,82); MgO – 0,77–2,09 (среднее – 1,17); известняка пелитоморфного:  $SiO_2$  – 0,4–0,72;  $Al_2O_3$  – 0,36–0,56;  $Fe_2O_3$  – 0,04; CaO – 54,34–55,77; MgO – 0,07–0,83;  $SO_3$  – 0,27–0,34;  $CaCO_3$  – 96,72–99,25;  $MgCO_3$  – 0,14–1,43. Известняки рифовые – сырье для целлюлозно-бумажной промышленности, пелитоморфные – для производства извести. Возможна разработка открытым карьером. Балансовые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 7866 тыс. т. Утвержденные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 7866 тыс. т. Утверждены ГКЗ, 2.08.1955 г., учитываются ГБЗ 1956 г. Резерв [46].

Месторождение *Грибановское (V-3-45)* расположено южнее г. Кунгур. Продуктивная толща сложена доломитами соликамской свиты раннепермского возраста. Может эксплуатироваться открытым способом. Резервное, запасы категории С<sub>2</sub> – 472 тыс. т.

Месторождение *Михинское (V-4-12)* на северо-восточной окраине дер. Михино представлено карбонатными породами позднепермского возраста. Это обломочная щебнисто-мучнистая масса с редкими прослоями массивных пород ненарушенной структуры. Химический состав:  $CaCO_3 + MgCO_3$ , среднее значение в верхней пачке – 74,78 %, в нижней – 90,97. Рекомендуется для эксплуатации открытым способом. Авторские запасы на 1990 г. (тыс. т) по категориям: С<sub>1</sub> – 2112,7; С<sub>2</sub> – 5826,9. Резерв [237].

Месторождение *Коноваловское (V-6-22)* расположено в 3,5 км северо-западнее пос. Билимбай среди карбонатных пород девонского возраста. Месторождение представлено двумя залежами северо-западного простирания.



Западное тело имеет протяженность 1,2 км при ширине от 30 до 160 м. Восточное тело вытянуто на 750 м, ширина его составляет 30–100 м. Химический состав доломитов: MgO–19,2 %, SiO<sub>2</sub> – 2,6 %, CaO – 32,5 %. Доломиты удовлетворяют требованиям, предъявляемым для заправки мартеновских печей. Доломиты также пригодны для изготовления обожженного зернистого порошка и изделий на его основе. Отходы дробления могут использоваться для известкования кислых почв. Запасы категорий В + С<sub>1</sub> составляли на момент утверждения 16 986 тыс. т [310].

Месторождение *Бойцовское* (V-6-25) находится 0,5 км юго-западнее ж/д. ст. Боец. Месторождение сложено доломитами силурийского возраста. Длина доломитовой залежи составляет 860 м, а мощность – от 20 до 200 м. Химический состав: MgO – 18,3 %, SiO<sub>2</sub> – 1,4 %, CaO – 33 %. Доломиты использовались в металлургической промышленности как огнеупорное сырье. Запасы месторождения категорий А + В + С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2013 г. составляют 13 355 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение эксплуатируется для производства строительной известки и щебня [310].

Месторождение *Каменское* (VI-4-10), расположенное в 5 км к юго-западу от пос. Октябрьский представлено карбонатными породами раннепермского возраста (устькаменская пачка). Протяженность в северо-восточном направлении – 4 км. Химический состав (%): CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub>. Может эксплуатироваться открытым способом. Балансовые запасы (тыс. т) категорий: А + В + С<sub>1</sub> – 6358, С<sub>2</sub> – 9864. (Урал ТКЗ, 23.12.1981 г.). Резерв [237].

**Известняк флюсовый.** Основным видом карбонатного флюса являются маломagneзиальные известняки, которые используются в черной металлургии при выплавке чугуна и стали, а также при получении ферросплавов. Флюсовый известняк должен содержать максимальное количество CaCO<sub>3</sub> и минимум балластных и вредных примесей.

Всего на карте учтено 22 объекта, из них крупных месторождений три: *Гальянское* (IV-6-14), *Староуткинское* (V-6-6) и *Черемшанское* (V-6-30). Средних по запасам месторождений два: *Губахинское* (II-4-33), *Дружининское* (V-6-41), из них разрабатывается одно. Малых месторождений 14, разрабатываются три. Кроме месторождений учтено три проявления, связанных с небольшими по площади выходами карбонатных пород необходимой чистоты. Следует отметить почти повсеместное распространение мелких месторождений и проявлений известняков и доломитов, являющихся потенциальными объектами для поставки строительного материала для местных нужд.

Месторождение *Гальянское* (IV-6-14) представлено пластовыми телами известняков именной свиты нижнего–среднего силура. Четыре промышленных тела северо-западного простирания и крутого северо-восточного падения имеют длину от 500 до 1500 м, ширину – от 300 до 850 м и среднюю мощность – от 250 до 690 м. Известняки мраморизованные серого, розовато-зеленоватого цвета, часто брекчиевидные темно-серые битуминозные. Утвержденные запасы известняка (на 1.01.2012 г.) по категориям А + В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> – 370 936 тыс. т, С<sub>2</sub> – 2394 тыс. т [58]. Месторождение разрабатывается [50].

Месторождение *Староуткинское* (V-6-6) находится на левом берегу р. Чусовая в 1 км севернее пос. Староуткинск, в поле развития крутопадающих известняков каменноугольного возраста. Месторождение разведано в 1941 г. трестом «Уралчерметразведка». Запасы месторождения категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 7697 млрд м<sup>3</sup>, находятся в Государственном резерве. Известняки эпизодически добываются для бута, щебня и извести [310].

Месторождение *Губахинское* (*Гора Белая*) (II-4-33) расположено в 4 км северо-восточнее ж/д. ст. Нижняя Губаха. Балансовые запасы (тыс. т) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 32 230; в т. ч. В – 8351; С<sub>1</sub> – 23 879. Утвержденные запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 35 073 тыс. т (Утв. ТКЗ, 1979 г.; Госбаланс, 1998. Резерв [39]).

Месторождение *Дружининское* (V-6-41) располагается в 1,5 км восточнее ж/д. ст. Дружинино, в поле развития девонских и каменноугольных известняков. Химический состав известняков: СаО – не менее 50 %, MgO – не более 3,5 %, SiO<sub>2</sub> – не более 3 %. Известняки являются высококачественным сырьем для использования их в качестве флюса в металлургической промышленности. Запасы флюсовых известняков по категориям А+В+С<sub>1</sub>, утвержденные ТКЗ в 1976 г., составляют 37 063 тыс. т. Остаток на 1.01.2012 г. по категориям А+В+С<sub>1</sub> составляет 28 874 тыс. т [58]. Месторождение эксплуатируется для производства флюса, строительной извести и щебня [310].

Месторождение *Чаньвинское* (II-4-2) расположено в 25 км на север-северо-запад от г. Александровск в бассейне р. Чаньва. Приурочено к толще светлоокрашенных рифовых, строматолитовых и водорослевых, известняков, датируемых франом–фаменом. Известняки содержат многочисленные и разнообразные органические остатки водорослей, фораминифер, кораллов, брахиопод, мшанок, иглокожих и остракод. Балансовые запасы (тыс. т) по категориям: А+В – 337 270, в т. ч. А – 67 272, В – 71 887; С<sub>1</sub> – 198 111, С<sub>2</sub> – 23 649. Утвержденные запасы: (тыс. т): А+В+С<sub>1</sub> – 350 416, С<sub>2</sub> – 23 891. Условия позволяют вести обработку открытым способом. Утв. ГКЗ, 22.12.1976 г. Разрабатывается ОАО «Сода».

Месторождение *Гора Матюковая* (*Ивакинский карьер*) (II-4-6) располагается в 1,5 км к северу от пос. Ивакинский Карьер. Сложено карбонатными породами сакмарского яруса нижней перми. Генезис – экзогенный, осадочный, биохимический. Развита карст. Минеральный состав: пелитоморфный кальцит, кремнезем в виде халцедона и кварца, лимонит, зерна доломита. Химический состав (%): SiO<sub>2</sub> – 1,42–4,16, ср. – 3,07; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,37–0,46, ср. – 0,41; СаСО<sub>3</sub> – 86,62–91,76, ср. – 90,01; MgСО<sub>3</sub> – 4,35–8,64, ср. – 5,64. Отвечает требованиям ГОСТ 9179-70 «Известь строительная», пригодна для строительного щебня марок 600, 800, 1000 ГОСТ 8267-75. Условия благоприятные для разработки открытым способом. Балансовые запасы (тыс. т) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 26 800, в т. ч. В – 4278, С<sub>1</sub> – 22 522. Баланс на 1.01.2013 г. [39].

## МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

**Агрокарбонатные руды.** Для увеличения плодородия кислых (рН менее 5,5) почв требуется проводить их известкование с периодичностью не реже

одного раза в 5 лет. Пригодными для известкования являются карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели и продукты их выветривания).

На территории листа известно 21 месторождение карбонатных пород только для химической мелиорации кислых почв. Кроме того, на многих месторождениях карбонатных пород, основное предназначение которых другое, из отходов производства можно производить карбонатную муку (*Губахинское* (II-4-33), *Чаньвинское* (II-4-2) – известняк флюсовый, *Вселодово-Вильвенское* (II-4-12) – строительные материалы и др.)

По размеру месторождения для химической мелиорации кислых почв в основном малые (18), три относятся к разряду средних: *Алмазовское* (VI-3-25), *Бихметковское* (VI-5-4), *Солонец* (VI-5-8). Разрабатывается (нерегулярно) только одно Вожское. Ниже приводим описание наиболее типичных объектов.

Месторождение *Вожское* (III-3-9) расположено севернее г. Пермь. Продуктивная толща сложена известняками соликамской свиты раннепермского возраста. Разрабатывается компаниями ООО «Нефтемашсервис», ООО «Горнохимическая компания». Добыча запасов за 2011 г. составила 6 тыс. м<sup>3</sup>. Балансовые запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 11 976 тыс. т. Часть запасов в Нераспределенном фонде (3757 тыс. т) по состоянию на 1.01.2013 г.

Месторождение *Краснокамское* (III-2-22). Район г. Краснокамск, правобережная пойма р. Кама. Месторождение состоит из двух разобщенных участков (на расстоянии 6 км друг от друга). Западный участок в 2 км к северу от северо-западной окраины г. Краснокамск, на площади разведанного торфяного месторождения Запальтинское. Восточный участок в 0,5 км к северо-востоку от пос. Матросовский, на торфяном месторождении За Гранью. Оба участка сложены пластообразными залежами гажи и частично торфянистой гажи светло-серой и серой с примесью и прослойками торфа. Западный участок – Сорг. – 82,6; Восточный участок – 78,4; CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub> соответственно – 11,6 и 12,6; степень разложения 33 и 44 %. Месторождение обводнено с поверхности. Балансовые запасы гажи составляют (тыс. т): по категории А – 46,48, В – 175,68; С<sub>1</sub> – 541,44; всего по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 763,6; С<sub>2</sub> – 1367,8 (Урал ТКЗ протокол № 10 от 20.11.1984 г.) [316]. Резервное.

Месторождение *Осинцевское* (V-4-1) расположено у с. Осинцево (высокая пойма р. Лек). Месторождение сложено гажей и известковыми торфами, представляет пластообразную торфоизвестковую толщу мощностью 0,5–7 м (средняя – 3 м), перекрытую почвенно-растительным слоем и суглинками мощностью 0,2–2,2 м (средняя – 0,7 м). Подстиляется продуктивная толща темно- и зеленовато-серыми глинами. Гажа белая, желтовато-белая, светло-серая, в нижней части с прослойками (от 1–5 до 20 см) торфа с содержанием CaCO<sub>3</sub> + MgCO<sub>3</sub> – 79,69–85,6 % (среднее – 82,3 %) с незначительной примесью песчано-глинистого материала. Влажность гажи: выше уровня грунтовых вод – 26,9–38,4 %, редко – до 48,8 % (средняя – 38,1 %); ниже уровня грунтовых вод – 31,3–65,2 %, (средняя – 46,8 %); известковый торф в низах толщи имеют влажность 61,3–91,9. Полезная толща обводнена с глубины 1–1,5 м, реже 2,5 м. Балансовые запасы гажи составляют (тыс. т) по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 8468, С<sub>2</sub> – 2757. Урал ТКЗ (протокол № 11 от 23.12.1974 г.). Резервное [316].

**Апатит.** Единственный объект с балансовыми запасами апатита – месторождение *Волковское* (III-6-46) комплексных медно-железо-титан-ванадиевых апатитсодержащих руд описано в разд. «медь». Запасы  $P_2O_5$  на 1.01.2012 г. по категориям В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют 9762 тыс. т [58]. Содержание  $P_2O_5$  в рудах достигает 3–4%. Апатитовая минерализация связана преимущественно с железо-титано-ванадиевыми рудными телами. Кроме того, имеется проявление *Медведевское* (III-6-57), расположенное в южной части Волковского массива. Апатит совместно с титаномagnetитом и халькопиритом образует участки вкрапленных руд в габбро, содержание  $P_2O_5$  достигает 0,89–1,41% [44].

**Фосфорит.** На карте показаны три проявления, относящиеся к фосфоритовой терригенной желваковой формации осадочного типа.

Проявление *Тулумское* (IV-6-28) находится в 50 км юго-западнее г. Нижний Тагил, на правом берегу р. Межевая Утка. Фосфатопоявление приурочено к породам керносской свиты верхнего венда. Здесь, в скальных выходах протяженностью 800 м зеленовато-серых алевролитов с прослоями кварцевых песчаников, спорадически отмечаются линзочки черных фосфоритов размером 0,2–10 см. Содержание  $P_2O_5$  в алевролитах – 0,29–3,67%, в фосфоритах – 17,53%. Ниже по реке, среди ленточнослоистых кварцевых песчаников и алевролитов, встречена линза слабо фосфатизированных гравелитов с прослоем до 5 см фосфоритов с содержанием  $P_2O_5$  26,2% [212].

Проявление *Безгодовское* (II-5-25) находится в 30 км на восток от г. Губаха, на р. Усьва в районе пос. Безгодово. Возраст – ордовик. Вмещающие породы – глинистые сланцы промысловской серии. Руды бедные:  $P_2O_5$  – 15–19% [316].

Проявление *Усьвинское* (II-5-26) расположено в 30 км на северо-восток от г. Гремячинск, в 27 км на восток-северо-восток от г. Губаха. Вмещающие породы – вишнево-красные сланцы верхне-керносской подсвиты серебрянской серии. Содержание  $P_2O_5$  – до 11%, во вмещающих сланцах – до 5% [40].

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

**Дунит огнеупорный.** Известно два эксплуатируемых месторождения. Крупное месторождение *Иовское* (I-6-24) слабосерпентинизированных дунитов находится среди пироксенитов Конжаковского Камня. Дунитовое тело на поверхности достигает 1,5 км в поперечнике, видимая мощность в восточной его части – около 300 м. Дуниты состоят из прозрачного оливина (более 90%), серпентина и примеси хромита. Породы высокомагнезиальные и огнеупорные (1770 °С); степень серпентинизации низкая – 10–15% (потери после прокаливания – 1–2%). Средние величины: суммы содержаний  $Fe_2O_3 + FeO$  – 10%,  $MgO + SiO_2$  – 86,3%, содержание  $MgO$  – 47,6% [63].

Установлены повышенные содержания: Pt – до 0,27 г/т;  $Cr_2O_3$  – до 2,2%; Ni – до 0,57%; Co – до 0,069% [321]. Лабораторными исследованиями и технологическими испытаниями на Череповецком металлургическом заводе установлено: иовские дуниты являются высококачественным огнеупорным

силикобезопасным сырьем для производства теплоизоляционных вкладышей, форстеритовых безобжиговых огнеупоров и формовочных смесей. Детальная разведка месторождения проведена до глубины 100 м для отработки открытым способом. Балансовые запасы дунитов Иовского месторождения по состоянию на 1.01.2012 г. по сумме категорий В + С<sub>1</sub> + С<sub>2</sub> составляют 152 015 тыс. т [37, 58].

Среднее месторождение *Соловьевогорское* (IV-6-35) находится на горе Соловьёва Нижнетагильского гипербазитового массива. Промышленный блок мелкозернистых дунитов имеет размеры 490 × 420 м. Минеральный состав несерпентинизированных дунитов: оливин 97–99,5 %, акцессорные минералы – серпентин, хромит; в слабо серпентинизированных дунитах – оливина 40–50 %, в сильно серпентинизированных дунитах оливина – 10–15 %, остальное – серпентинит. Серпентинит – порода, состоящая из хризотила, реже антигорита, брусита, хлорита и магнезита, имеет тонковолокнистую, радиальнолучистую, петельчатую структуры. Дуниты содержат редкие мелкие неправильной формы зерна хромита, пирита, пентландита, халькопирита, уваровита. Испытания показали хорошие огнеупорные качества кирпича, изготовленного из дунита. Химический состав дунитов: SiO<sub>2</sub> – 38,58–42,99 %; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0–2,31 %; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + FeO среднее – 10,1 %; CaO среднее – 0,17 %; MgO среднее – 49,5 %. Утвержденные (ГКЗ 2002 г.) запасы дунитов по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 22 586 тыс. т; на 1.01.2012 г. по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 22 259 тыс. т. Месторождение обрабатывается карьером проектной глубиной 40 м. Имеются перспективы прироста запасов на флангах и глубоких горизонтах [50, 58].

**Полевой шпат (анортозит).** Известно два проявления анортозитов, которые могут послужить сырьем для стекольной промышленности: *Серебрянский Камень* (I-6-26) и *Казанский Камень* (I-6-33). Здесь проведены исследования анортитсодержащих пород (анортитовые габбро, габбро-пегматиты и анортозиты), суммарная площадь которых около 45 км<sup>2</sup>. Содержание анортита составляет около 50 %, на некоторых участках оно достигает 90–95 %. Анортозиты наблюдаются в виде линзо- и жиллообразных прослоев мощностью не более 3 м. Химический состав (%) колеблется незначительно: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 33,8–35,5; SiO<sub>2</sub> – 44,8–46,8; CaO – 16,6–17,9. В 1971 г. Гусевским филиалом ГИС дано заключение о том, что анортитовый концентрат и анортозиты пригодны для производства термостойкого стекла марки № 13В и тарного стекла. Таким образом, исключается потребность в дорогостоящем синтетическом глиноземе, получаемом из боксита. Для выяснения целесообразности использования анортитового сырья на действующих предприятиях необходимо провести промышленные испытания в печах с выработкой изделий [37].

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Асбест хризотилловый.** На карте показано одно проявление и шесть пуктов минерализации асбеста. Проявление *Першинское* (II-5-20) находится в Кваркушско-Каменногорской золото-хромит-железородной минерагениче-

ской зоне. Проявления асбеста в виде мелких прожилков встречались при геологосъемочных работах в дайках габбродолеритов на правом берегу р. Усьва в районе ее притоков – рек Тулумка, Перша, Порожная, а также среди основных эффузивов щегровитской свиты. Мощность прожилков – от 1 до 15 мм.

Все пункты минерализации размещаются вблизи восточной рамки изучаемой территории. Пункт минерализации *Верхнее-Тагильское (гора Бумажная)* (IV-6-49) представлен маломощными прожилками поперечно-волокнистого хризотил-асбеста в серпентинитах Верхнетагильского гипербазитового массива. Мощность прожилков – 1,5–15 мм. Проявление представляет лишь минералогический интерес.

Пункт минерализации амфибол-асбеста – *Черноисточинское* (IV-6-26) связан с дайками пироксеновых долеритов и образует тонкие прожилки амфибол-асбеста мощностью до 2–6 см.

Южнее, среди серпентинитов Верх-Нейвинского массива выявлены пункты минерализации асбеста *Починок* (V-6-15) и в районе *Кольцевых Печей* (V-6-19), представленные редкими жилками амфибол-асбеста мощностью до 2 см. Эти проявления амфибол-асбеста практического значения не имеют.

Еще южнее находятся два пункта минерализации хризотил-асбеста (VI-6-9, VI-6-24). Они приурочены к зоне серпентинитового меланжа. Хризотил-асбест представлен отдельными прожилками с длиной волокна от 1 до 3 мм. Эти пункты минерализации представляют лишь минералогический интерес.

**Графит.** Проявление *Мало-Черемшанское* (IV-6-29) связано с углистыми графитизированными сланцами среди терригенно-карбонатных образований нижнего–среднего девона. Ширина – 200 м, мощность – более 16 м. Вмещающие породы – известняки и кремнистые сланцы. Полезная толща представлена аморфным графитом с примесью тонкого глинистого материала, тонкочешуйчатого серицита и кварца, пылевидного пирита. Углистое вещество (шунгит) составляет 15–20 %. Извлечение концентрата – 50 % при содержании углерода 16 %. Практического значения не имеет [50].

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Алмазы.** Первый алмаз в России был найден в июле 1829 г. в золотой россыпи Адольфова Лога в междуречье Полуденки и Поперечной, расположенных в бассейне р. Койва. За 18 лет с 1829 по 1847 год было найдено 64 алмаза. Спустя примерно 100 лет после этого события начались поиски и разведка россыпей алмазов в долинах рек Койва, Косьва, Вижай, Вильва Яйва, Усьва, Чусовая и их притоков, дренирующих водораздельную часть западного склона Среднего Урала. На восточном склоне поисковые работы проводились в долинах рек Серебряная, Межевая Утка, Серьга и др.

Россыпи восточного склона оказались незначительны по запасам и бедными по содержаниям алмаза. В целом россыпи характеризовались средней

массой камня в 30–35 мг, средним содержанием 0,5–0,8 мг/м<sup>3</sup> и запасами алмазов от сотен до первой тысячи карат.

Россыпи западного склона Среднего Урала оказались чуть более богатыми и характеризовались средней массой камня в 40–65 мг, средним содержанием 1–1,5 мг/м<sup>3</sup> и запасами алмазов порядка несколько десятков тысяч карат. Наиболее богатые россыпи были открыты в долинах рек Койва и Вижай. В конце 1950-х годов с открытием более богатых россыпей на Северном Урале в Красновишерском районе Пермского края запасы россыпей Среднего Урала были выведены за баланс и поиски новых россыпных месторождений здесь были прекращены. Всего за 15 лет на Среднем Урале с 1946 по 1960 г., по данным предприятия «Прииск Уралалмаз», было получено порядка 126 тыс. карат алмазов.

В россыпях продуктивными являются отложения русла, поймы, долинных террас и логов четвертичного возраста, а также отложения высоких террас и погребенных депрессий неоген-палеогенового возраста. Наибольшие концентрации алмазов отмечались в глинистых галечниках, относимых к неогену.

В начале 1970-х гг. поисковые работы на россыпи алмазов были возобновлены и в долине р. Чикман была открыта россыпь с кондиционными параметрами. В дальнейшем в бассейне р. Яйва кроме россыпи р. Чикман был открыт еще ряд россыпей. Это россыпи р. Сюзь, Ценьва, Якуниха и целый ряд россыпепроявлений рек Талица, собственно Яйва, Чаньва, Ульвич, Кадь, Анюша.

Россыпи алмазов на Урале традиционно делятся на четыре группы.

1. Древние россыпи – промежуточные коллекторы алмазов в терригенных породах рифея, венда и девона. На Среднем Урале единичные мелкие кристаллы алмаза обнаружены в кварцевых песчаниках ослянской свиты верхнего рифея в бассейне р. Межевая Утка; в гравелитах венда (р. Кусья); в песчаниках такатинской свиты среднего девона (гора Сидорова в бассейне р. Межевая Утка, у пос. Кедровка, на р. Серебряная и на р. Вильва в Чусовском районе). Промышленного значения не имеют.

2. Неогеновые россыпи эрозионно-карстовых депрессий (фрагменты депрессий долины рек Чикман, Якуниха, Ценьва, Сюзь). На Среднем Урале россыпи этого типа изучены еще недостаточно.

3. Долинные неоген-четвертичные аллювиальные россыпи (реки Чикман, Сюзь, Чаньва и ряд россыпепроявлений в долинах р. Быстрая и низовьях рек Восточная Рассоха; Ульвич, Яйва, Кадь, Анюша, Усьва, Няр, Косьва, Северная, Талая, Пашийка, Вижай, Кусья, Койва, Чусовая, Серебряная, Межевая Утка. Россыпи этого типа изучены достаточно полно и имеют наибольшее промышленное значение.

4. Ложковые россыпи. К данному типу отнесены россыпи логов дренирующих склоны долин основных алмазоносных рек. Питание их происходит за счет размыва неогеновых отложений. Характерными особенностями данного типа россыпей являются ограниченность размеров и преобладание делювиально-аллювиальных отложений при наличии в обломочном материале значительного количества местных пород. Материал обычно не сортирован, мощность отложений небольшая и колеблется в пределах нескольких метров. После отработки Адольфова Лога промышленного значения не имеют.

Уральские россыпи, по мнению Б. Н. Соколова, относятся к автохтонным россыпям ближнего сноса и располагаются непосредственно над зонами выходов предполагаемых коренных источников или в непосредственной близости [159].

В подавляющем большинстве случаев уральские алмазы представляют собой округлые тонко- и скрытослоистые кристаллы с выпуклыми гранями, преобладающей формой которых является додекаэдрон. Плоскогранные формы кристаллов, характерные для якутских алмазов, в уральских месторождениях составляют менее 3%. Преобладают бесцветные и слабоокрашенные кристаллы в основном желтовато-золотистого и голубовато-зеленого цветов, что чаще всего обусловлено поверхностной пигментацией. Оценка стоимости кристаллосырья проведена Гохран РФ в период с 1980 по 2006 г. для россыпей рек Чикман, Чаньва, и Рыбьяковского месторождения и составила в среднем 280–310 долларов за карат.

С начала 1960-х годов разрабатывались гипотезы, касающиеся коренных источников уральских россыпных алмазов. Проводились поиски кимберлитов и опробовались различные типы магматических пород, в ряде которых были найдены единичные кристаллы алмазов уральского типа, не объясняющие россыпную алмазоносность. Начиная с середины 1990-х годов пермскими геологами совместно с ФГУП «ВСЕГЕИ» и рядом других научных организаций проводились специализированные многоаспектные исследования, что привело к выводу об особом типе коренных источников на Урале и к его открытию в 1995–1996 гг. [105].

В настоящее время на Урале и в частности на Среднем Урале имеются два типа месторождений алмазов – россыпные и коренные [131]. К коренным объектам пока можно отнести только месторождение *Рыбьяковское* (I-4-24), а также ПМ – участок Лологский (I-1-5) в северо-западной части листа и проявление Участок Малая Порожня (III-5-4), алмазоносность которых связана с флюидно-эксплозивными образованиями.

На Государственном балансе в настоящее время по Среднему Уралу числятся следующие балансовые запасы категорий  $C_1$  и  $C_2$ : пески – 21,2 млн м<sup>3</sup>, алмазы – 454,9 тыс. карат и запасы категории  $C_2$  (Якуниха): пески – 6,2 млн м<sup>3</sup>, алмазы – 61,2 тыс. карат.

Месторождение *Рыбьяковское* (I-4-24) представляет собой крупную эксплозивную структуру типа маар-штокверка размером 4750 × 750 м, ориентированную субмеридионально. Она представляет собой мульдообразную структуру глубиной до 70 м, частично эродированную, выполненную измененными ксенотуффизитами, с признаками пневматолито-гидротермальной проработки (хлоритизация, гематитизация, развитие метасоматических гидрослюд, новообразованного хрусталя, флюорита, галенита и др.). Выполнение кальдеры пирокластикой происходило в несколько стадий, развиты взаимопересекающиеся жилы, дайки, силлы (преобладают) и штокверки. В верхней части кальдеры было развито мааровое озеро, выполненное неалмазоносными апопеллово-грязевыми образованиями мощностью 1,5–10 м с глыбами и щебнем вмещающих пород. Покровные делювиальные образования по мощности не превышают 1–7,5 м.



В пределах мааровой кальдеры рудные тела сгруппированы в две линейные, разобщенные между собой субпластовые зоны северо-западной ориентировки протяженностью 2,25–3,5 км, шириной от 48 до 318 м, окруженные ореолом слабоалмазоносных ксенотуффзитов. Форма рудных тел субпластовая, линейно вытянутая, с превышением длины над шириной в 10–20 раз, мощность колеблется от 3,15 до 11,8 м.

Произведен подсчет балансовых запасов по трем рудным блокам (категория С<sub>2</sub> – 127,8 тыс. карат) и прогнозных ресурсов категории Р<sub>1</sub> – 668,652 тыс. карат. Качество алмазов высокое, с преобладанием ювелирных сортов (более 80 %).

Подмааровая штокверковая часть месторождения прослежена бурением до глубины 70 м, глубже ксенотуффзиты переходят в штокверкообразное тело, фиксирующееся до глубины 300–350 м в отрицательных гравиметрических полях в виде разуплотненной зоны. Штокверковая часть месторождения представлена жилами и дайками ксенотуффзитов, туффзитов, различными по мощности и пространственной ориентировке, чаще наблюдается сетчатая система их расположения [105, 298].

Проявление *участок Малая Порожная* (Ш-5-4) расположено в 500–1200 м западнее устья р. Малая Порожная на склоне правого борта долины р. Вильва, в приводораздельной части (абс. отм. – 266–355 м); превышение над долиной р. Вильва – 64–153 м. Общая площадь проявления – 442 880 м<sup>2</sup>. Глубина распространения ксенотуффзитов по бурению – 24 м [105].

Алмазоносность установлена по канавам и грейферным шурфам. Обнаружено 26 алмазов суммарным весом 893,4 мг в 13 выработках из 27. Содержание алмазов по пробам колеблется от 0,07 до 6,4 мг/м<sup>3</sup>. Среднее содержание на весь объем опробования туффзитов и ксенотуффзитов – 0,55 мг/м<sup>3</sup>. Минимальный вес кристалла – 1,8 мг, максимальный – 282,2 мг, средний вес – 34,4 мг. В глинистых ксенотуффзитах из 22 проб алмазы обнаружены в 13 пробах, в песчаных ксенотуффзитах алмазоносны четыре пробы из 12. Из найденных алмазов: 15 шт. (93 мг) преобладают алмазы IV класса (фракция от –2 до +1 мм), 8 шт. – алмазы III класса (от –4 до +2 мм) (160,6 мг), а алмазов II класса (от –8 до +4 мм) – 3 шт. (639,8 мг). Среди добытых алмазов III и IV классов преобладают осколки, а алмазов II класса – целые кристаллы. Степень износа низкая: трещиноватость отмечается только для половины кристаллов IV класса. По форме преобладают округлые кристаллы.

Необходимо отметить, что 5 алмазов весом 611,1 мг найдено в аллювиальных отложениях поймы и I террасы р. Малая Порожная (правый приток р. Вильва) на отрезке 1,8 км от устья [305].

Проявление *Участок Малая Порожная* нуждается в дальнейшем изучении, в частности для оценки алмазоносности на глубину и выявления высокоалмазоносных продуктивных горизонтов, вероятнее всего связанных с глинистыми ксенотуффзитами.

ПМ *Участок Лологский* (I-1-5). В терригенных породах позднепермского–раннетриасового возраста, активно интродуцированных флюидно-эксплозивными образованиями кимберлит-лампроитового ряда (туффзитами?) произведено крупнообъемное опробование на алмазы и минералы-спутники в количестве трех проб суммарным объемом 210 м<sup>3</sup>. В концентрате обогащения

обнаружены 21 зерно пироба, 15 зерен хромдиопсида, алмазов не найдено. Алмазы обнаружены северо-западнее участка Лологский, в бассейне р. Весляна – 4 мелких кристалла [274], один кристалл обнаружен в верховьях р. Лолог в 30 км юго-западнее поискового участка.

**Россыпные месторождения.** Всего на карту вынесено шесть россыпей: средняя по запасам россыпь *р. Чикман* (I-4-19), пять малых россыпей, и 38 россыпепроявлений. На Государственном балансе числятся малые россыпи *Якуниха* (I-4-14) и *Ценьва* (II-4-8). По россыпи *р. Сюзь* подготовлен геологический отчет и после завершения оценки кристаллосырья месторождение будет поставлено на баланс, обещая стать самой крупной и богатой россыпью.

Россыпь *р. Чикман* (I-4-19) – среднее россыпное месторождение. Вмещающими алмазы породами являются отложения русла, поймы, надпойменных террас вплоть до четвертой. Возраст отложений – от миоцена до голоцена. Длина разведанной части россыпи – 21 км, ширина – 200–400 м. Россыпь разведана до глубины 20 м. Переуглубленные части россыпи опробованию не подвергались из-за мнения, что эксплуатация запасов глубже 20 м на серийных драгах нецелесообразна. Таким образом, россыпь недоизучена по глубине именно в переуглубленных частях долины. Запасы месторождения поставлены на Государственный баланс Территориальной комиссией по запасам (ТКЗ) в 1999 г. в количестве: по сумме промышленных категорий  $A + B + C_1$  – песков 9382 тыс. м<sup>3</sup>, алмазов – 203,8 тыс. карат; по категории  $C_2$  – песков 3837 тыс. м<sup>3</sup>, алмазов – 85,3 тыс. карат. Предназначено для дражной отработки. Протокол ТКЗ № 71, 1999 г.

Малое месторождение *Якуниха* (I-4-14) найдено в ходе поисковых (2006–2009 гг.) и затем оценочных (2009–2011 гг.) работ долине р. Якуниха ЗАО «Александровский машиностроительный завод». Запасы месторождения впервые поставлены на Государственный баланс в 2010 г. по категории  $C_2$ . После проведения оценочных работ запасы алмазов подтвердились практически в тех же цифрах.

Длина россыпи – 3150 м, средняя ширина – 100 м. Россыпь состоит из трех продуктивных горизонтов: 1 – аллювиальный гравийно-галечный с глинистым заполнителем возраста от среднего плейстоцена до голоцена, мощностью от 2 до 6 м; 2 – аллювиальных глинистых галечников миоценового возраста мощностью от 4 до 5,5 м; 3 – делювиально-пролювиальный песчано-глинистый с гальками, гравием и щебнем кварцевых песчаников. Возраст пород – миоценовый (дрN<sub>1</sub>). Мощность слоя песков изменяется по выработкам от 3,9 до 5,2 м. Частота встречаемости алмазов, их крупность и содержания в 3–4 раза выше в отложениях неогена.

Из отложений россыпи добыто 196 кристаллов алмаза суммарной массой 8998,74 мг. Средняя масса кристаллов составила 45,9 мг. В общем средняя масса кристаллов возрастает от четвертичных отложений к миоцену от 28 мг до 75,3 мг. В текущем 2014 г. запасы россыпи Якуниха поставлены на Государственный баланс. Авторский вариант подсчета запасов: песков – 2,3 млн м<sup>3</sup>, алмазов – 63 тыс. карат при среднем содержании алмазов в песках 5,2 мг/м<sup>3</sup> [325].

Россыпь *р. Кадь* (I-5-25). Алмазоносны аллювиальные отложения русла, I и II надпойменных террас и неогеновые галечники. В 1957 г. обогащено 1621 м<sup>3</sup> «песков» в 4 км ниже устья р. Плясовая. Повторно россыпь р. Кадь опробовалась Яйвинской ГРП в нижнем и среднем течении (при расстоянии между ними 14,4 км) по сети 3,2×0,04 км. В целом по россыпи обогащено 3786,9 м<sup>3</sup> песков. Количество алмазов 34 шт., из них шесть в русловом аллювии общим весом 137,9 мг. В аллювии поймы I, II надпойменных террас и неогеновых галечниках найдено 28 алмазов общей массой 926,4 мг, средний вес – 33,1 мг. Авторские прогнозные ресурсы категории P<sub>2</sub>: среднее течение: объем песков – 2 251 200 м<sup>3</sup>, алмазов – 3040 карат; нижнее течение – объем песков – 7 897 200 м<sup>3</sup>, алмазов – 30 350 карат; высокая терраса (aN<sub>2</sub>) алмазов – 250 карат. Для отрезка между участками поисковых работ (14,4 км) и приустьевой части, по категории P<sub>3</sub>: объем песков 11,9 млн м<sup>3</sup>, алмазов – 29 750 карат. Россыпь промышленного интереса не представляет.

**Демантоид.** Крупная россыпь *р. Бобровка* (IV-6-24) обрабатывалась с 1870 г., разведана в 1972–1975 гг. Россыпь аллювиальная долинная четвертичного возраста. Продуктивный пласт длиной 4,3 км, шириной 75–150 м (средняя – 97 м), мощность – 0,5–1,5 м. Россыпь комплексная, содержит платину, золото. Содержание демантоида в песках – 0,07–0,2 г/м<sup>3</sup>, среднее – 0,11 г/м<sup>3</sup>. Окатанность зерен слабая, цвет от зеленовато-желтого до изумрудно-зеленого. Средний размер зерен – 2–4 мм. Запасы сортовых демантоидов по категории C<sub>2</sub> – 54,4 кг. Прирост запасов месторождения возможен за счет разведки россыпи ниже по течению р. Большая Бобровка. В течение последних 10 лет россыпь интенсивно разрабатывается хищническим способом [50].

**Бирюза.** Прожилки бирюзы были выявлены на территории планшета O-40-XXXVI в двух пунктах минерализации. Первый (VI-6-16) расположен на правом берегу р. Полуденный Бардым в каменном карьере для дорожных работ среди углистых и кремнистых алевролитов ургалинской свиты. Второй (VI-6-31) находится в 15 км северо-западнее г. Нязепетровск среди аналогичных пород. Мощность прожилков не превышает 0,7 мм. Кроме бирюзы в прожилках встречается вавеллит. Генезис минерализации – гидрогенно-инфильтрационный. Оба пункта, представляющие лишь минералогический интерес, свидетельствуют о фосфатоносности вмещающих отложений [310].

**Агаты.** В районе пос. Старая Ляля выявлено несколько проявлений агатов; все они имеют только минералогическое значение из-за низкого качества сырья. На карту вынесено одно проявление – *Кедровское* (II-6-16), расположенное в 4 км к юго-востоку от пос. Старая Ляля. Агат выполняет миндалины в кровле субвулканического силла дацитов и заполняет пустоты в приконтактной зоне перекрывающих пород. Размеры агатов – от долей сантиметра до 5–10 см; из-за значительной трещиноватости агаты пригодны только на мелкие ювелирные поделки. Мощность продуктивной зоны – не менее 2,5 м [41].

**Гипс, селенит.** В пределах Ординского, Кишертского и Кунгурского районов в полосе распространения кунгурского яруса нижнепермских отложе-

ний известно большое количество проявлений и месторождений различных разновидностей гипса. Среди них встречаются снежно-белые, белые, бело-серые, цветные гипсы и разнообразные их цветовые комбинации. Месторождения представляют собой как коренные выходы, так и крупноглыбовые горизонты продуктов физического выветривания, перекрытые покровными глинами и суглинками. Все разновидности гипсов являются прекрасным поделочным материалом для камнерезного производства, некоторые из них пригодны для гипсового литья и медицинской промышленности. Особую ценность представляют месторождения селенита розового, светло-розового и золотистого оттенков с выраженной полосчатостью, художественные и ювелирные изделия из которого известны далеко за пределами края. На карте показано два месторождения селенита – Денисовское и Федоровское.

Малое месторождение *Денисовское* (V-3-19). Ординский район, 23 км на юго-запад от села Орда. Прерывистая пластообразная залежь песчаников уфимского яруса меридионального простираения размером  $700 \times 800$  м, мощностью 2,1–8,5 м (средняя – 5,3 м). Залежь песчаников включает жило- и лентообразные тела селенита и гипса коричневого, залегающего на разных гипсометрических уровнях. Генезис: гипс коричневый экзогенный, осадочный, вторичный при гидратации ангидрита; селенит экзогенный, инфильтрационный. Месторождение слабо закарстовано. Селенит бледно-розовый, желтовато-розовый, розовато-белый. Окраска камня неоднородная, полосчатая, по краям тела осветлена. Блеск шелковистый до перламутрового, структура тонковолокнистая. Селенит на 99–100 % состоит из гипса. Гипс неоднороден: полосчатый, полосчато-пятнистый. Цвет светло- или темно-коричневый, темно-серый с синеватым оттенком, светло-серый. Гипс коричневый попутно оценен в качестве облицовочной плитки. Декоративность соответствует II классу. Коэффициент кондиционности для селенита – 0,45 %, для гипса – 0,29 %. Испытаниями установлена пригодность селенита и гипса коричневого на весь ассортимент художественных изделий. Разработка открытым способом. Селенит обрабатывается вручную, гипс – буро-экскавационным способом. Балансовые и утвержденные запасы селенита и гипса, соответственно (т) по категориям:  $C_1$  – 3426 и 10 200,  $C_2$  – 1556 и 380. Утв. ТКЗ Пермгеолкома, 14.06.1994 г. Резерв [48].

Малое месторождение *Федоровское* (V-3-14). Ординский район, в 25 км на юго-запад от села Орда; 3,5 км севернее села Красный Ясыл. Генезис: селенит-экзогенный и инфильтрационный; коричневый и белый поделочный гипс – экзогенный, осадочный, вторичный при гидратации ангидрита. Верхний горизонт сложен нижнесоликамскими песчаниками, которые включают селенит и коричневый поделочный гипс. Мощность – 3 м. Нижний сложен гипсами лунежской пачки и включает белый и серый поделочный гипс. Мощность – 16,3 м. Наиболее мощные и качественные тела приурочены к нижней части продуктивного горизонта. Форма тел селенита жилообразная; гипса коричневого поделочного – лентообразная; гипса белого и светло-серого – гнездообразная. Химический состав (%):  $SiO_2$  – 0,17–1,29;  $Al_2O_3$  – 0,1–0,83;  $Fe_2O_3$  – 0,07–0,47;  $CaO$  – 31,45–34,39;  $MgO$  – 0,16–1,28;  $SO_3$  – 42,73–48,16;  $R_2O_3$  – 0,17–1,27; н. р. о. 0,37–1,77. Обрабатывается открытым способом. Вскрыша – 10–12 м. Обводнено в верхней части. Балансовые запасы се-

ленита и коричневого гипса соответственно (тыс. т) по категориям:  $A+B+C_1 - 9205$  и  $20\ 639$ . Утвержденные запасы (тыс. т) по категориям:  $A+B+C_1 - 9581$  и  $20\ 639$ . Утв. НТС Пермского геологоразведочного треста, 8.08.1962 г. Разрабатывается [48].

**Спутники алмаза.** На полотне карты отражены четыре шлиховых ореола, три шлиховых потока и 11 шлиховых проб со спутниками алмаза.

Шлиховые ореолы (I-5-40), (II-4-11), (II-4-23), (II-4-28) представлены хромдиопсидом, муассанитом – единичные знаки в расцементированных песчаниках старопечнинской и такатинской свит.

Шлиховые потоки отражены на карте по рекам *Вильва* (II-4-20) и *Косьва* (II-4-40, II-4-45). Минералы-спутники алмаза представлены единичными знаками хромдиопсида, муассанита, пироба, альмандина в аллювии рек.

В шлиховых пробах большинства рек на севере и северо-востоке площади карты в основном в единичных знаках присутствует хромдиопсид, флоренсит, альмандин, муассанит [39].

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### Магматические породы

Товарным продуктом при добыче естественных строительных камней является рваный и штучный камень. Рваный камень (бутовый камень произвольной формы и строительный щебень) образуется в результате взрывов и дробления пород. Штучный камень получают после его обработки путем откола, обтеса и распиливания (бортовой камень, плиты, брусчатка и др.) Химический состав пород особого значения не имеет, но магматические породы, по сравнению с карбонатными, отличаются повышенной устойчивостью [119]. На территории листа карты обнаружено более 160 объектов, из них на сводном балансе находится 34 месторождения. На карте показано 11 месторождений магматических пород, расположенных в восточной части территории листа.

**Граносиенит.** Малое месторождение *Троицкое (Западный участок)* (II-5-14) расположено в 43 км на восток от г. Кизел, возле пос. Троицк. Стоит из двух участков: Ореховка и Западный. Мощность вскрыши – 20 м. Щебень, приготовленный из граносиенитов, пригоден как заполнитель бетонов всех марок, включая марку 500. Балансовые запасы (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям:  $A+B+C_1 - 46\ 275$ , в т. ч.  $A+B - 17\ 305$ ,  $C_2 - 9701$  (участок Ореховка),  $C_2 - 25\ 293$  (участок Западный). Утв. ГКЗ, 1973 г. Резервное.

**Диорит.** На территории листа известно три месторождения среднего масштаба.

Месторождение *Арбатское* (III-6-26) расположено в 15 км к северо-западу от г. Кушва. Оно представлено слабобассланцованными диоритами и кварцевыми диоритами арбатского комплекса, пригодными для производства щебня марки 1400. Запасы строительного камня по категориям  $A+B+C_1$  составля-

ют 28 215 тыс. м<sup>3</sup>, по С<sub>2</sub> – 10 674 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение подготавливается к освоению (Баланс, «Камни строительные», 2012) [44].

Месторождение *Антоновское* (IV-6-22) расположено в 5 км к югу от южной окраины г. Нижний Тагил. Запасы утверждены в 2006 г. по категории С<sub>1</sub> они составляют 12 800 тыс. м<sup>3</sup>, по категории С<sub>2</sub> – 19 153 тыс. м<sup>3</sup>. Нераспределенный фонд [50].

Месторождение *Юрьевское* (IV-6-32) расположено в 25 км южнее г. Нижний Тагил. Запасы утверждены в 2006 г., по категории С<sub>1</sub> они составляют 16 284 тыс. м<sup>3</sup>, по категории С<sub>2</sub> – 17 156 тыс. м<sup>3</sup>. В настоящее время месторождение подготавливается к освоению [50].

**Габбро.** На карту вынесено 4 средних месторождения и одно малое (Ново-Вильвинская дайка). Ниже кратко характеризуются средние месторождения.

Месторождение *Рассохинское* (*Рассохинская дайка*) (III-5-9). Габбродолерит для открытой разработки. Эксплуатируется ООО «Центргеолнеруд». Балансовые запасы на 1.01.2013 г. по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 14 995, С<sub>2</sub> – 11 320 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение *Вижайская дайка* (III-5-14). Габбродолерит для открытой разработки. Разрабатывается ЗАО «Вижайский каменный карьер», Центр-геолнеруд. Запасы по состоянию на 1.01.2013 г. по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 17 749, С<sub>2</sub> – 5587 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение *Ломовское* (III-6-17). Горнозаводский район, в 45 км на восток-северо-восток от г. Горнозаводск, в 1 км юго-западнее пос. Тёплая Гора. Крупная дайка усвинского габбродолеритового гипабиссального комплекса. Полезная толща хорошо выдержана по простиранию, но разбита системой трещин с углами падения 60–90°. Генезис эндогенный, магматический. Может быть получен щебень, отвечающий требованиям ГОСТ 8267-75 «Щебень из естественного камня для строительных работ», а также ГОСТ 10268-70 «Заполнители для тяжелого бетона» и ГОСТ 8424-72 «Бетон дорожный». Может быть получен бутовый камень ГОСТ 22132-76 «Камень бутовый». Условия благоприятны для разработки карьером на полную глубину подсчета запасов. Балансовые запасы (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 27 319, в т.ч. утвержденные запасы по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 33 357 тыс. м<sup>3</sup>. (Утв. ГКЗ, 1981 г., учт. СБЗ, 1963 г.) Разрабатывается АО «Промекс», ОАО «Теплогорский щебеночный карьер». Суммарная добыча за 2013 г. – 56 тыс. т.

Месторождение *Азиатское* (III-6-30) облицовочного габбро расположено в 13 км к северо-западу от г. Кушва. Его запасы, утвержденные ТКЗ в 2002 г., по категории С<sub>2</sub> составляют 542 тыс. м<sup>3</sup> [44].

**Порфириты и плагиограниты.** Известны два месторождения: одно среднее и одно малое.

Среднее месторождение *Жуковское* (*Жуков Камень*) (III-6-2) расположено в 13 км западнее г. Нижняя Тура на вершине и юго-восточном склоне горы Петровская и представлено туфами, андезибазальтами именовской свиты. В верхней части разреза, обрабатываемой в настоящее время, породы частично выветрелые и сильнотрещиноватые. Строительный камень пригоден для

производства щебня марок 800–1200. Запасы по категориям А + В + С<sub>1</sub> утверждены в 1993 г. в количестве 3498 тыс. м<sup>3</sup>. Остаток на 1.01.2012 г. составляет 3366 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение разрабатывается, хотя и очень медленно (Баланс, «Камни строительные» – 2012 г.) [44].

Малое месторождение порфиринов *Карпушинское* (IV-6-45) расположено в 10 км к северу от г. Верхний Тагил; разведано в 1979–1981 гг. Приурочено к магматическим образованиям раннедевонского возраста. Разработка карьером велась с 1997 г. на участках № 1, 2 и 3. В 2009 г. недропользователем за счет собственных средств выполнены оценочные работы на участке № 1. Участок приурочен к интрузии плагиогранитов Тагило-Баранчинского массива и представляет собой залежь однообразного строения и состава мощностью 8,5–32,5 м, сложенную массивными среднезернистыми, слаботрещиноватыми амфиболитовыми плагиогранитами со шлирами и ксенолитами долеритов. Вскрышные породы – четвертичные суглинки и дресвяно-щебнистые коры выветривания мощностью 1,3–6,9 м (средняя – 3,2 м). По результатам технологических испытаний, щебень, изготовленный из плагиогранитов, характеризуется марками: по дробимости – 1000–1400, истираемости – И1 и И2, морозостойкости – F50-F300. Песок из отсевов дробления относится к крупному – 2-му классу, отвечает требованиям ГОСТ 8736-93 «Песок для строительных работ» и пригоден для приготовления асфальтобетонных смесей, применяемых для устройства оснований и покрытий автомобильных дорог в соответствии с ГОСТ 9128-67. Песок не пригоден в качестве мелкого заполнителя в бетоны в соответствии с ГОСТ 26633-91 из-за высокого содержания пылевидных и глинистых частиц (7,9 %). Плагиограниты участка № 1 Карпушихинского месторождения пригодны для изготовления бортовых камней (ГОСТ 6666-81) и строительного щебня (ГОСТ 8297-93). Щебень может использоваться в качестве крупного заполнителя бетонов во всех видах строительства, для устройства балластного слоя железнодорожных путей (ГОСТ 7392-2002), применяться во всех видах смесей для строительства автодорог. В настоящее время месторождение вскрыто карьером до глубины 8–12 м, планируется разработка до горизонта +423 м. Комиссией по запасам общераспространенных полезных ископаемых Свердловской области (от 26.01.2011 г. № 1/11) утверждены временные разведочные кондиции и запасы плагиогранитов участка № 1 Карпушихинского месторождения для условий открытой отработки по состоянию на 1.01.2009 г. по категориям С<sub>1</sub> – 407 тыс. м<sup>3</sup>, С<sub>2</sub> – 659 тыс. м<sup>3</sup> [50].

## Карбонатные породы

**Мраморы.** На площади имеется одно крупное месторождение декоративных мраморов – *Сапальское (Нижне-Тагильское)* (IV-6-4), расположенное на северной окраине г. Нижний Тагил и одно среднее месторождение – *Починковское* (V-6-16), в 15 км к северу от г. Первоуральск. Оба – в Нераспределенном фонде.

Сапальское разведано в 1971–1976 гг. Представлено мраморами туринской свиты среди вмещающих их туфов и порфириновых трахиандезитов. Два промышленных тела имеют пластообразную форму, северо-западное и северное

простираение, крутое восточное падение, длина их соответственно 230 и 430 м, ширина – 165 м и 250–300 м, мощность – около 98–108 м и 10–80 м. Мраморы разноцветные – красные, розовые, серые, брекчиевидные. Запасы мрамора на 1.01.2012 г. по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 6818 тыс. м<sup>3</sup>. Прирост запасов возможен за счет разведки глубоких горизонтов [58].

Среднее месторождение *Починковское* (V-6-16) находится среди нижнедевонских отложений. Мраморы и мраморизованные известняки имеют белую, светло-серую, розоватую окраску и характеризуются полосчатой и брекчиевой текстурами. Мощность тел 6–30 м. Представляют интерес как облицовочный и поделочный материал. Запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 4748 тыс. м<sup>3</sup> [58, 310].

**Известняк.** На полотне карты показано 21 месторождение строительного камня карбонатного состава. Из них два крупных по запасам *Михайловское* (VI-6-15) и *Атигское* (VI-6-1), одно среднее – *Рассольное* (II-4-36) и 18 малых из которых в эксплуатации восемь: *Заготовкинское* (III-4-7), *Белый Камень* (III-4-15), *Савотькинское* (III-6-29), *Гамовское* (IV-4-20), *Висимский Карьер* (IV-6-34), *Дороховское* (VI-4-2), *Истяжское* (VI-4-11) и *Кубинское* (VI-6-13). Строительный камень карбонатного состава используется при производстве щебня, бутового камня, в качестве наполнителя в бетонах. Месторождения расположены главным образом в восточной и центральной частях территории листа. Эксплуатируются месторождения в первую очередь в районах с развитой инфраструктурой. Обеспеченность сырьем достаточно велика и составляет период в 300–350 лет.

Месторождение *Михайловское* (VI-6-15) находится в 8 км к востоку от г. Михайловск. Оно располагается в пределах толщи известняков девона, перекрытой слоем делювиальных глин и суглинков мощностью 0,2–7 м. Толща известняков падает на восток-юго-восток под углами 48–68°. Известняки вскрыты скважинами на глубину 52 м, общая мощность толщи по разрезу – 660 м. Известняки массивные толстослоистые мелкозернистые. В них отмечаются тектонические трещины и закарстованность, в среднем – до 5%. По результатам химических анализов, известняки удовлетворяют требованиям ГОСТ как породы класса А. Могут быть использованы для производства извести, в качестве флюсов в металлургии, для производства портландцемента, карбида кальция, в производстве соды и минеральных удобрений, а также в качестве щебня для строительных работ. Месторождение разрабатывается с 1880 г., особенно активно с 1950 г. Выпуск продукции в 2011 г. составлял 30% от проектной мощности предприятия (400 тыс. м<sup>3</sup>). Продукция месторождения в настоящее время – это щебень известняка марок 600–800, фракций 5–20, 20–40, 40–70. Запасы месторождения категорий А+В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> на 1.01.2007 г. (КЗ ОПИ № 1/07) составляли 15 268 тыс. м<sup>3</sup>, остаток на 1.01.2012 г. – по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 6507 тыс. м<sup>3</sup>, С<sub>2</sub> – 8037 тыс. м<sup>3</sup> [58].

Месторождение *Атигское* (VI-6-1) расположено к югу от пос. Атиг. Оно представлено несколькими участками, приуроченными к толще известняков, доломитизированных известняков и доломитов. Известняки средне-мелкозернистые, до глубины 10 м трещинноватые, ниже монолитные. Их можно использовать для производства строительной извести, в качестве из-



вестнякового камня для бумажной промышленности, для производства цемента. Запасы известняков для строительных целей утверждались ТКЗ в 1969 г. и составляют по категориям В+С<sub>1</sub> – 17 686 тыс. м<sup>3</sup> [58]. По Балансу месторождение находится в резерве, не разрабатывалось, его запасы не изменяются с 1969 г.

Месторождение *Рассольное* (II-4-36). Губахинский район, в 10 км к западу от г. Губаха. Продуктивная толща сложена известняками сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Физико-механические показатели известняков: объемная масса – 2,32–2,63 г/см<sup>3</sup>, водопоглощение – 0,44–1 %, предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии – 1642 кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии – 1499 кг/см<sup>2</sup>, после 50 циклов попеременного замораживания и оттаивания – 1410 кг/см<sup>2</sup>; коэффициент размягчения – 0,90; потери в весе после испытаний морозостойкости (Мрз 50). Горно-геологические условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом. Коэффициент вскрыши – 0,14. Не обводнено. Балансовые запасы (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 69 631 в т. ч. А – 7287, В – 13 450, С<sub>1</sub> – 48 894. Утвержденные запасы по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 69 631 тыс. м<sup>3</sup> (Утв. ГКЗ, 1988 г.) Не разрабатывается. Подготавливается к освоению объединением «Пермнефть» [39].

Месторождение *Заготовкинское* (III-4-7) расположено в 10 км на юго-запад от г. Гремячинск, в районе ж/д разъезда Заготовка. Продуктивная толща сложена морскими карбонатными отложениями позднекаменноугольного возраста и представляет собой пластовую залежь. Физико-механические показатели известняков: водопоглощение – 0,58 %, объемный вес – 2,65 г/см<sup>3</sup>, пористость объемная – 1,64 %, предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии – 1936 кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном состоянии – 1801 кг/см<sup>2</sup>, предел прочности при сжатии после 50-кратного замораживания – 1653 кг/см<sup>2</sup>, коэффициент размягчения – 0,91, марка по морозостойкости Мрз 50. Условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом. Средний коэффициент вскрыши – 0,28. Не обводнено. Балансовые запасы на 1.01.2012 г. (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 20 077, С<sub>2</sub> – 5163. Утв. запасы (тыс. м<sup>3</sup>) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 23 807, по участкам «Южный» и «Северный» соответственно 8994 и 14 813. (Утв. ГКЗ, 1979 г.) Разрабатывается АО «Западуралнеруд» [39].

Месторождение *Белый Камень* (III-4-15) расположено на северной окраине г. Чусовой и является сырьевой базой карбонатов для Чусовского металлургического завода. Полезная толща представлена карбонатными породами каменноугольной системы, которые подстилаются терригенными отложениями угленосной толщи того же возраста. В составе полезной толщи выделяют девять пачек, сложенных тремя литологическими разновидностями пород: известняками, доломитами и доломитизированными известняками. Мощность отдельных пачек изменяется от 10 до 95 м. Все пачки близки по химическому составу и характеризуются (%): известняки – CaO – 53,21; MgO – 1,61; SiO<sub>2</sub> – 0,95; S – 0,04; P – 0,001; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,33; нерастворимый остаток – 1,23; доломиты – CaO – 33,62; MgO – 17,96; SiO<sub>2</sub> – 1,32; S – 0,02; P – 0,015; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + F<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,45; нерастворимый остаток – 1,72; доломитизированные известняки – CaO – 43,57; MgO – 10,02; SiO<sub>2</sub> – 0,52; P – 0,02; Физико-

механические свойства пород изучались в качестве сырья для производства щебня из естественного камня и соответствуют требованиям ГОСТ 23845-73. Средние значения показателей следующие: объемная масса ( $\text{г/см}^3$ ) 2,59–2,65; водопоглощение (%) 0,57–1,75, марка породы – 200–400; пористость – 5,48–8,41, коэффициент размягчения – 0,86–0,94; коэффициент разрыхления – 1,63–1,85. Морозостойкость пород соответствует марке Мрз 50. Породы могут использоваться в качестве заполнителя в обычные бетоны, для приготовления асфальтобетонных смесей, бутового камня, балластного слоя для железнодорожных путей.

Месторождение разрабатывается открытым способом. Добыча в 2012 г. составила 243 тыс. т. Из них выработано 150 тыс. т товарной продукции, отходы в количестве 93,7 тыс. т. используются в качестве строительного щебня.

Балансовые запасы месторождения по состоянию на 1.01.2013 г. составляют по категориям А+В+С<sub>1</sub> 32 681 тыс. т, по категории С<sub>2</sub> – 1446 тыс. т. Обеспеченность предприятия запасами составляет по проектным мощностям 127 лет.

Месторождение *Гамовское* (IV-4-20) расположено в 6 км восточнее ж/д станции Кунгур, на правом берегу р. Сылва. Приурочено к карбонатным отложениям артинского и кунгурского ярусов Физико-механические показатели: объемная масса – 2,21  $\text{г/см}^3$ , водопоглощение – 0,1–9,4 %, предел прочности при сжатии в воздушно-сухом состоянии – 943  $\text{кг/см}^2$ , в водонасыщенном – 750  $\text{кг/см}^2$ ; после 50 циклов попеременного замораживания и оттаивания – 402  $\text{кг/см}^2$ , коэффициент размягчения – 0,86, марка морозостойкости – Мрз 50. Условия благоприятны для разработки месторождения открытым способом. Не обводнено. На 1.01.2013 г. балансовые запасы категории А составили 29 тыс.  $\text{м}^3$ , категорий В – 529 тыс.  $\text{м}^3$  и С<sub>1</sub> – 623 тыс.  $\text{м}^3$ . Разрабатывается [46].

Месторождение *Истяковское* (VI-4-11) расположено в 4 км на юго-запад от пос. Октябрьский, в 7,5 км юго-западнее ж/д ст. Чад. Кунгурский ярус, филипповский горизонт. Генезис осадочный биохимический. Залежь пластообразная, залегание горизонтальное. Закарстовано. Марка пробы по дробимости – 100, истираемости – И-Т, морозостойкости – Мрз 50, вес пробы – 109,6 кг. Минеральный состав: кальцит – 67,48 %, доломит – 29,22 %, кремнь – 2,37 %. Эксплуатация ведется открытым способом горизонтальными уступами. Малое. Балансовые запасы (тыс.  $\text{м}^3$ ) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 815. Возможен прирост запасов на глубину до +270 м. Утв. запасы (тыс.  $\text{м}^3$ ) по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 941,4. (Утв. НТС Пермской ГРЭ, 1991 г.). Разрабатывается ГП «Пермавтодор», ДРСУ «Октябрьское».

Месторождение *Кубинское* (VI-6-13) расположено к востоку от г. Михайловск. Запасы утверждены КЗ ОПИ в 2007 г., по категории С<sub>1</sub> они составляют 100 тыс.  $\text{м}^3$ , по категории С<sub>2</sub> – 123 тыс.  $\text{м}^3$ . Месторождение начало разрабатываться в 2011 г. Продукция – щебень известняка [58].

**Мергель.** На карте учтено пять малых месторождений мергеля: *Москвинское* (I-1-8), *Гуринское* (II-1-4), *Отеево-2* (II-1-11), *Гаврилово* (II-1-21), *Зюкайское* (III-1-11). Все они расположены в западной части площади; в качестве продуктивной толщи используются субгоризонтально залегающие пласты

мергелей и известняков, разрушенных до мучнисто-щебнистого состояния. Возраст продуктивной толщи – средняя пермь, уржумская свита татарского яруса. Мощность тела полезного ископаемого редко превышает первый десяток метров. Химический состав:  $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$  порядка 65–75 %. Разработка месторождений возможна открытым способом до кровли грунтовых вод. Сырье используется для известкования кислых почв. В качестве эталона приводим описание месторождения Отеево-II.

Месторождение *Отеево-2* находится в 8 км к северо-западу от г. Кудымкар, между селами Отеево и Мечкор, на левом крутом берегу р. Кува. Разведано Нерудной ГПП Пермской ГРЭ в 1974 г. Залежь пластообразная, размером  $340 \times 400$  м. Продуктивная толща характеризуется невыдержанностью мощности (от 2 до 8,6 м, в среднем 5 м), литологического и химического состава. Она сложена в различной степени выветрелыми мергелями (92,7 %) с линзовидными прослоями глинистых известняков (4,7 %) и известковистых аргиллитов (2,6 %).  $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$  – 25–94 %, в среднем – 60,18 %. Вскрыша (Н – 1,7 м) представлена элювиально-делювиальными песчано-глинистыми образованиями, подстилающие породы – крепкими известковыми аргиллитами. Карбонатные породы пригодны для использования в качестве местного известкового удобрения после дробления и просушки. Месторождение не обводнено, горнотехнические условия эксплуатации (ГТУ) простые. Оно эпизодически разрабатывалось Кудымкарским отделением «Пермагропромхимии». Балансовые запасы категорий В + С<sub>1</sub> – 922 тыс. т [38].

### Глинистые породы

Глинистые породы по производственному назначению подразделяются на глины кирпичные, черепичные и гончарные, на глины для цементного производства и глины керамзитовые. Всего показано 85 месторождений. Сырьем являются неоплейстоценовые супеси, суглинки и глины аллювиального, делювиального, элювиально-делювиального и лессовидного (субаэрального) происхождения. Глинистые породы имеют широкое распространение на площади листа.

**Глины и суглинки для цементного производства.** На карте показано одно месторождение *Атигское* (V-6-47), находящееся в 1 км юго-западнее ж/д ст. Атиг. Оно сложено делювиальными коричневыми и коричневатобурными глинами. Мощность пластовой залежи – 4–6 м. Глины алевритопесчаные, жирные. Химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 62–65,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16–19,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6–8,  $\text{CaO}$  – 0,5–2,  $\text{MgO}$  – 0,3–2,4. По лабораторным испытаниям глины пригодны для цементного сырья, а в смеси с известняком – для получения портландцемента марок 300 и 400. Балансовые запасы по категориям А + В + С<sub>1</sub> – 4353 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано.

**Глины и суглинки кирпичные.** Месторождения кирпичных, черепичных и гончарных глин имеют распространение как по долинам рек, где они приурочены к склоновым делювиальным поверхностям и к аллювиальной кровле камышловской террасы, так и на междуречьях, где они связаны с элювиаль-

но-делювиальными и делювиальными образованиями. На карте учтено 72 месторождения, из них: крупных два, средних 26, малых 45.

Наиболее крупные месторождения разведаны на междуречьях: *Комарихинское* (III-4-40), *Каменское* (IV-3-13), *Кишертское* (IV-4-24), *Таушинское* (VI-3-23) и др.

Месторождение *Каменское* (IV-3-13) находится в 2 км к востоку от с. Гамово Пермского района и представляет собой пластообразную залежь неоплейстоценовых суглинистых глин площадью  $1600 \times 700$  м. Глины бурого и коричневого цвета, среднеплотные, тугопластичные. Мощность полезной толщи – 3,5–8,5 м (средняя – 6 м). Подстилающими породами являются выветрелые аргиллиты уфимского возраста. Минеральный состав глин смешанный: каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, хлорит; присутствуют зерна кварца, калиевого полевого шпата, кальцита, гематита и плагиоклаза. По грансоставу глины песчано-алевритистые; химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 59,1–65,8,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,6–14,2,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 4,4–5,8,  $\text{TiO}_2$  – 0,7–0,8,  $\text{CaO}$  – 2,2–5,8,  $\text{MgO}$  – 1,8–2,6,  $\text{N}_2\text{O}$  – 1,2–2,0,  $\text{K}_2\text{O}$  – 1,7–2,3. Запасы глин по категориям  $A+B+C_1$  – 6062 тыс. м<sup>3</sup>, категории  $C_2$  – 1595 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение не обводнено и относится к 1-й группе сложности геологического строения. Горно-геологические условия благоприятны для карьерной добычи. Месторождение разрабатывается фирмой ООО «Лукойл-Пермьнефтеоргсинтез».

**Глины и суглинки керамзитовые.** На карту вынесено: пять крупных месторождений, два средних и пять малых.

Месторождения керамзитовых глин широко представлены на площади листа. К наиболее крупным из них относятся: *Санаторское* (II-4-3), *Талицкое* (III-2-23), *Костаревское* (III-3-34), *Верхнетагильское* (V-6-5) и др.

Месторождение *Санаторское* находится в 5 км западнее ж/д ст. Яйва. Оно состоит из двухслойной пластообразной залежи из покровных бурых легких супесей и подстилающих серых глин. Мощность залежи – от 3 до 11,1 м (средняя – 5,7 м). Глины по составу гидрослюдисто-монтмориллонитово-каолининовые; по грансоставу глина сильно алевритистая; по химическому составу (%):  $\text{SiO}_2$  – 67,1–72,5;  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  – 12,5–14,9;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 3,7–7,4;  $\text{CaO}$  – 0,5–2,5;  $\text{MgO}$  – 1,3–1,9. Технологические параметры: число пластичности – 7,7–13,5, полная усадка – 7,0–8,7%, коэффициент чувствительности к сушке – 1,1–1,3; усадка воздушная – 6,9–8,0%; водопоглощение – 12–13%. Утвержденные запасы по категориям  $A+B+C_1$  – 8,1 млн м<sup>3</sup>,  $C_2$  – 6,5 млн м<sup>3</sup>. Горно-геологические условия благоприятны для отработки открытым способом.

Необходимо отметить, что месторождения кирпичных и керамзитовых глин при определенных технологиях обработки сырья могут использоваться как для производства кирпича, так и керамзита.

### Обломочные породы

**Песчано-гравийный материал.** К месторождениям обломочных пород относятся залежи песчано-гравийных смесей и строительных песков. Они связаны с современным аллювием речных долин и аккумулятивным ком-

плексом режевской и камышловской надпойменных террас. Крупные месторождения приурочены к долинам первого порядка – Кама, Чусовая, Сытва; средние и малые – к долинам второго порядка – Уфа, Тагил, Большая Именная и др. Всего на карте показано 70 месторождений, из которых песчано-гравийных смесей – 52, строительных песков – 18. Два месторождения являются комплексными. К крупным месторождениям песчано-гравийных материалов относятся *Орлинское* (I-3-45), *Волковское* (V-1-39), *Косьвинское*–2 (II-3-27), *Мошевское* (I-3-9), *Троицкое* (V-3-5), *Хмелевское* (IV-2-10).

Месторождение *Орлинское* находится на правом берегу Камского водохранилища в 10 км юго-западнее ж/д ст. Березники. Оно приурочено к аллювиальному комплексу режевской надпойменной террасы. Продуктивная толща сложена двумя залежами: верхней песчаной, нижней песчано-гравийной. Содержание гравия в нижней залежи составляет от 25 до 50 % (в среднем – 40 %). Гравий и пески пригодны в качестве заполнителя в обычный бетон и для дорожного покрытия. Утвержденные запасы песчано-гравийного материала по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 27,7 млн м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано.

**Песок строительный.** Наиболее крупные месторождения строительных песков находятся в долине верхнего течения р. Кама: *Соликамское* (I-3-20) и *Ошмашское* (III-1-9). Месторождение *Соликамское* расположено в 2 км к юго-юго-западу от ж/д ст. Соликамск и приурочено к аллювию режевской террасы. Продуктивная залежь представлена кремнисто-кварцевыми песками, подстилающимися песчано-гравийным материалом. Пески хорошо отмытые и отсортированные: зерен свыше 5 мм – не более 2,7 %, глинистых частиц – не более 3 %. Запасы строительных песков по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 29,8 млн м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано. Большинство месторождений обломочных пород имеет комплексное использование.

## ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Гипс, ангидрит.** Главный потребитель гипса и ангидрита – производство строительных материалов, где гипс используется в качестве вяжущих веществ. В пределах Пермского края известно около 270–300 объектов гипса и ангидрита, среди которых преобладают проявления и мелкие месторождения. Месторождения приурочены к кунгурскому ярусу нижнего (приуральского) отдела пермской системы. Средневзвешенное содержание гипса и ангидрита в залежах месторождений составляет 82–93 %. Государственным балансом по состоянию на 1.01.2013 г. учитывается 14 месторождений с суммарными запасами 83,1 млн т по категориям А+В+С<sub>1</sub>, по категории С<sub>2</sub> – 79,1 млн т. В Распределенном фонде находится примерно 87 % запасов. На карту вынесено девять месторождений, из которых крупных три: *Яковлевское* (V-3-24), *Кругловское* (V-3-3) и *Богомолковский Лог* (V-3-15). Остальные шесть месторождений относятся к классу средних по запасам: *Чумкасское* (III-3-19), *Селищинское* (III-4-11), *Ергачинское* (IV-3-45), *Дейковское* (IV-3-44), *Шубинское* (IV-3-50), *Швалево* (IV-4-18).

Месторождение *Яковлевское* расположено в Ординском районе, в 26 км на юго-запад от с. Орда и в 50 км на юго-запад от ж/д ст. Кунгур. Месторождение приурочено к верхам сульфатной лунежской пачки иренского горизонта. Генезис осадочный химический. Структура гипса – порфиروبластовая. Структура основной массы – неравномерnozернистая, чешуйчатая, лапчатая; размеры чешуек от 0,01 до 0,3 мм. Химический состав (%):  $\text{SiO}_2$  – 0,62–3,0 (среднее 1,02);  $\text{TiO}_2$  – 0,09;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,05–0,84 (среднее 0,16);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,11–0,5 (среднее 0,21);  $\text{CaO}$  – 31,07–32,32 (среднее 31,83);  $\text{MgO}$  – 0,1–1,71 (среднее 0,54);  $\text{SO}_3$  – 42,88–47,33 (среднее 45,37);  $\text{H}_2\text{O}$  – 0,0–0,23 (среднее 0,08); потери при прокаливании – 18,23–20,46; естественная влажность – 1–3; водопоглощение – 0,84–1,19 (среднее 1,01); предел прочности при сжатии – 5,4–12,0 кг/см<sup>2</sup>. Горнотехнические условия – благоприятные для открытого способа разработки. Балансовые запасы по состоянию на 1.01.2012 г. (млн т) по категориям:  $\text{B} + \text{C}_1$  – 10,8 млн т,  $\text{C}_2$  – 30,952. Разрабатывается с 1932 г. [316].

**Кварцит.** В настоящее время на исследованной территории известно одно крупное месторождение кварцитов, два средних и три проявления.

В качестве динасового и флюсового сырья могут быть использованы кварциты урочища *Камешки* (II-6-6), расположенного в 55 км севернее г. Качканар. Данные химического анализа проб кварцитов показали содержания (%):  $\text{SiO}_2$  – 92,52–96,66,  $\text{TiO}_2$  – 0,39–0,76,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,64–0,95,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,33–4,09,  $\text{CaO}$  – 0,24–0,60,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,03–0,07. Предполагаемые запасы кварцитов – не менее 70 млн м<sup>3</sup>.

Проявление *Тюшевское* (II-6-40) западнее г. Качканар выявлено в породах колпаковской свиты, характеризуется как глыбовые развалы на большой площади. Кварциты мелкозернистые, светло-серого цвета; по результатам лабораторных исследований, пригодны как динасовое сырье I сорта.

Проявление *Пономарева Грива* (II-6-49) выявлено в породах колпаковской свиты. Кварциты характеризуются как динасовое сырье II сорта [44].

К юго-востоку, в 40 км от г. Нижний Тагил имеются два разведанных месторождения кварцитов, используемых в качестве флюсов в металлургии. Это средние месторождения *Крутой Лог* (IV-6-31) и *Гора Песочная* (IV-6-37). Расположены они в районе пос. Висимо-Уткинск, представлены пластообразными телами сливных и сахаровидных кварцитов в составе кырминской свиты позднего рифея. Месторождения не разрабатывались, числятся в Нераспределенном фонде, балансовые запасы категорий  $\text{A} + \text{B} + \text{C}_1$  – 12 970 тыс. т и 20 100 тыс. т кварцита соответственно. Перспективы прироста значительные и могут составлять десятки миллионов тонн [29].

Крупное промышленное разрабатываемое месторождение кварцитов – *Гора Караульная* (V-6-33) расположено на западной границе г. Первоуральск. Кварциты находятся в низах верхнекуртинской подсвиты. Они образуют тело, согласно залегающее с вмещающими его углисто-серицит-кварцевыми сланцами. Длина залежи – около 1700 м, мощность в центральной части – 200–220 м. К северу и югу мощность уменьшается до 40–70 м. Кварциты представляют собой мономинеральную массивную породу серого цвета тонкокристаллической структуры. Химический состав кварцитов:  $\text{SiO}_2$  – 97,7 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 0,94 %,  $\text{CaO}$  – 0,12 %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,73 %, ппп – 0,28 %. Кварциты исполь-

зуются для производства динаса 1-го класса и флюса. Могут использоваться также для производства ферросплавов и кристаллического кремния. Запасы кварцитов категорий В + С<sub>1</sub> составляют (на 1.01.2012 г.) 30,439 млн т [29, 58, 316].

**Глины красочные.** Известно три малых месторождения: *Крутоложское*, *Божьяковское* (IV-1-20), *Селинское* (IV-1-22) и *Лапшинское* (V-1-2).

Месторождение *Крутоложское*, *Божьяковское* (IV-1-20) находится в Частинском районе, в 21 км к северу-северо-западу от пристани Частые, в 15 км к юго-востоку от села Черновское. Сложено песчано-глинистыми отложениями татарского яруса верхней перми. Среднее содержание волконскоита в продуктивной толще – 2,82 кг/м<sup>3</sup>. Глины черные, буро-зеленые, темно-зеленые, чисто зеленые. Благоприятные условия для разработки открытым способом. Балансовые запасы по категории: С<sub>2</sub> – 9 т (Урал ТКЗ, 28.09.1968 г.). Резервное [52].

Месторождение *Селинское* (IV-1-22) расположено в том же Частинском районе, в 20 км к западу-северо-западу от пристани Частые. Сложено песчано-глинистыми отложениями татарского яруса верхней перми. Среднее содержание волконскоита в продуктивной толще – от 0,81–1,63 до 4,72–6,10 кг/м<sup>3</sup>. Удельный вес – 2,25–2,4 г/см<sup>3</sup>. Химический состав (%): Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 11,98–24,22; SiO<sub>2</sub> – 44,08–48,40; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 5,41–15,53; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,16–10,74; CaO – 2,03–3,11; MgO – 6,05 – 8,18; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0–0,9; TiO<sub>2</sub> – 0,13–0,32; ппп – 9,60–11,0; H<sub>2</sub>O – 13,25–15,98. Благоприятные условия для разработки открытым способом. Балансовые запасы по категориям: С<sub>1</sub> – 21,2 т, С<sub>2</sub> – 58,8 т, А + В + С<sub>1</sub> – 21,2 т. (Урал ТКЗ, 28.09.1968 г.) Законсервировано. Эксплуатировалось в 1966–1967 гг. [52].

Месторождение *Лапшинское* (V-1-2) находится в Большесосновском районе, в 35 км на юг от пос. Большая Соснова. Месторождение сложено песчано-глинистыми отложениями татарского яруса верхней перми. Средняя продуктивность – 1,7 кг/м<sup>3</sup>. По химическому составу и качеству сырье аналогично волконскоиту других месторождений. Благоприятные условия для разработки открытым способом. Балансовые запасы (т): С<sub>1</sub> – 47,9; С<sub>2</sub> – 24,6; А + В + С<sub>1</sub> – 4,7. Урал ТКЗ, 28.09.1968 г., № 10. Законсервировано. Эксплуатировалось в 1935 г. [45].

**Глины отбеливающие.** Единственное проявление *Тотинское* (I-6-29) расположено на правом берегу р. Тота, в 20 км южнее г. Карпинск. Продуктивные отложения представлены контактово-карстовыми корами выветривания, глинистыми, глинисто-щебнистыми и щебнистыми, с постепенными переходами между разностями. Мощность кор выветривания достигает 17–27 м, ширина выходов варьирует от 100 до 400 м. Проявление имеет сложное геоморфологическое строение, осложнено большим числом тектонических нарушений. Выявлены две полосы бентонитовых глин шириной от 30 до 60 м, которые сливаются в единый контур с суммой обменных катионов более 50 мг-экв, шириной 155 м, а с суммой более 40 мг-экв – 215 м; общая протяженность продуктивных образований достигает 1,2 км. Первая полоса выявлена на контакте трахибазальтов с известняками, вторая – на контакте

туффитов и туфоалевролитов с известняками. Типичной формой залежей являются пологопадающие, почти горизонтальные пласты. Мощность продуктивного пласта (при сумме обменных катионов – более 50 мг-экв/100 гр. сухого вещества) колеблется от 2 до 20 м. Тотинские бентониты имеют сумму обменных катионов от 40 до 84 мг-экв. Авторские запасы категории С<sub>2</sub> могут быть засчитаны как ресурсы категории Р<sub>1</sub> с суммой обменных катионов более 50 мг/экв и будут составлять 1,4 млн т, а с суммой обменных катионов – более 40 мг/экв – по категории Р<sub>2</sub> – 3,8 млн т [37].

**Сырье для каменного литья.** Известно два промышленных малых месторождения сырья для каменного литья – *Новотуринское* (Ш-6-4) и *Билимбаевское* (V-6-24).

Билимбаевское расположено в 2,5 км восточнее пос. Билимбаи среди метаморфогенных пород указарской свиты. Силикатные породы свиты – порфиновые базальты и их туфы, кварц-эпидот-актинолитовые, актинолит-эпидотовые, хлорит-амфиболовые, альбит-актинолитовые, кварц-хлоритовые, серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы используются для производства минераловатных изделий. Месторождение активно эксплуатируется [58, 310].

**Битум.** Проявление VI-6-40. Пржилки битума в известняках ураимской свиты. Промышленного интереса не представляет [310].

## СОЛИ

**Соли натриевые, магниевые, калиевые.** На территории листа учитываются два месторождения солей: уникальное разрабатываемое Верхнекамское и малое Шумковское месторождение каменной соли.

Комплексное месторождение *Верхнекамское* (I-3-1). Государственным балансом здесь учитываются калийные соли, магниевые соли, каменная соль, рубидий и бром. Соляная толща месторождения имеет форму линзы мощностью 550 м, площадью порядка 8,1 тыс. км<sup>2</sup>, прослеживается в меридиональном направлении на 205 км, в широтном – на 55 км. В тектоническом отношении месторождение приурочено к центральной части Соликамской впадины Предуралья Краевого прогиба. На месторождении ведется добыча сильвинитов (сырье для производства калийных удобрений), карналитовой породы для магниевой промышленности, рассолов для производства соды. Сложено месторождение солями нижнепермской галогенной формации Соликамской впадины. Формация представлена четырьмя чередующимися пачками сульфатных и карбонатных пород *карнауховской свиты* общей мощностью 100 м, солями и подстилающей их глинисто-ангидритовой толщей *березниковской свиты* средней мощностью 230 м. Соляная толща месторождения подразделяется снизу вверх на подстилающую каменную соль (ПдКС), калийную залежь и покровную каменную соль (ПКС) [72]. В кровле ПдКС находится пласт «маркирующая глина» (МГ) мощностью 0,8–1,4 м. Этот пласт является самым надежным маркирующим гори-



зонтом соляной толщи месторождения. В пласте маркирующих глин относительно недавно обнаружены и подтверждены значимые содержания благородных металлов – палладия, золота, платины [154, 91].

Внутри контура соляной толщи расположена многопластовая залежь калийно-магниевых солей средней мощностью 72 м и протяженностью в меридиональном направлении 140 км при ширине 42 км, общей площадью 3860 км<sup>2</sup>. На лист О-40 попадает большая часть месторождения. Протяженность калийной залежи на территории листа – 123 км при средней ширине 38 км. Площадь калийной залежи – 3353 км<sup>2</sup>. По составу продуктивных слоев калийная залежь делится на *сильвинитовую* и *карналитовую* зоны. Средняя мощность сильвинитовой зоны – 17,4 м, при размахе колебаний от 3,3 до 30 м. Мощность карналитовой зоны – 38–80 м (средняя – 53,8 м).

Покровные каменные соли распространены на преобладающей площади месторождения, но отсутствуют на сводах некоторых поднятий. Средняя мощность покровной соли – 20 м. Галогенная формация перекрывается породами верхнесоликамской подсвиты, которая на месторождении представлена терригенно-карбонатной толщей. Толща сложена известняками, доломитами и тонкослоистыми мергелями общей мощностью от 90 до 170 м. Еще выше по разрезу залагает пестроцветная толща шешминской свиты, представленная песчаниками, алевролитами с пропластками мергелей и известняков. В пределах месторождения мощность пород шешминской свиты изменяется от 0 до 675 м. Разрез месторождения венчает комплекс отложений палеоген-четвертичного возраста, представленных глинами, сугликами, песками, галечниками [119].

Общие балансовые запасы калийно-магниевых солей Верхнекамского месторождения категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2013 г. составляют 14398,5 млн т (2499,5 млн т К<sub>2</sub>O), в том числе: 11762,7 млн т сильвинита (2198,2 млн т. К<sub>2</sub>O), 2607,4 млн т карналитовой породы (295,5 млн т К<sub>2</sub>O) и 28,3 млн т смешанных хлористых солей (5,8 млн т К<sub>2</sub>O). Кроме того, на месторождении числится 93621,3 млн т балансовых запасов калийных солей категории С<sub>2</sub> (13 283,4 млн т К<sub>2</sub>O) и 36677,8 млн т забалансовых запасов (4114,3 млн т К<sub>2</sub>O). В целиках учтено: балансовых запасов калийных солей категорий А+В+С<sub>1</sub> – 67,4 млн т (15,4 млн т К<sub>2</sub>O), забалансовых – 2320,1 млн т (316,5 млн т К<sub>2</sub>O).

Балансовые запасы хлористых магниевых солей Верхнекамского месторождения представлены карналитовой породой и смешанными хлористыми солями. По состоянию на 1.01.2013 г. балансовые запасы хлористых магниевых солей составляют по категориям: А+В+С<sub>1</sub> – 2635,7 млн т сырых солей (215,5 млн т MgO), целики – 5,7 млн т (0,1 млн т MgO), С<sub>2</sub> – 59 531,5 млн т сырых солей (4745 млн т MgO). Кроме того, учитываются забалансовые запасы в количестве 24 498,4 млн т сырых солей (1442,9 млн т MgO), в целиках – 1245,4 млн т сырых солей (64,5 млн т MgO).

Балансовые запасы каменной соли по состоянию на 1.01.2013 г. составляют по категориям А+В+С<sub>1</sub> – 58 4915 млн т, категории С<sub>2</sub> – 532 640 млн т. Содержание галита в среднем – 97,69 %.

На 1.01.2013 г. балансовые запасы брома в солях Верхнекамского месторождения составляют: категорий А+В+С<sub>1</sub> – 92,4 тыс. т; С<sub>2</sub> – 164 тыс. т;

забалансовые запасы – 25 152,2 тыс. т. Кроме того, учтены запасы брома в целиках: балансовые – категорий В+С<sub>1</sub> в количестве 12,7 тыс. т, забалансовые – 1447,4 тыс. т.

По состоянию на 1.01.2013 г. сводным территориальным балансом в целом по месторождению балансовые запасы оксида рубидия категории С<sub>1</sub> составляют – 2453 т, забалансовые – 92 682 т.

Месторождение *Шумковское* (IV-4-22) каменной соли расположено в 12 км на северо-восток от пос. Усть-Кишерть. На территории месторождения находится ж/д ст. Шумково. Продуктивная толща месторождения входит в состав кошелевской свиты кунгурского яруса нижней перми. В разрезе толщи выделено несколько горизонтов (снизу вверх) – подстилающий глинисто-ангидритовый горизонт, горизонт каменной соли, глинисто-песчано-соленосный горизонт, покровный глинисто-ангидритовый горизонт и мергелисто-песчаниковый горизонт. Горизонт каменной соли представлен массивной крупнокристаллической каменной солью, залегающей на глубинах 100–160 м, мощностью 64–83 м. Горизонт состоит из двух промышленных пластов верхнего и нижнего. Среднее содержание каменной соли – 97,5 %. Площадь распространения промышленных пластов: нижнего – 6 км<sup>2</sup>, верхнего – 2,5 км<sup>2</sup>. Перекрывающий глинисто-песчаный горизонт представлен засоленными глинами, песчаниками и мергелями. Содержание NaCl достигает 3 %. Мощность горизонта – 21,7–41,6 м. Мощность мергелисто-песчаникового горизонта – 32,7–108,5 м. Разрез месторождения венчается рыхлыми песчано-глинистыми отложениями мощностью 6,5 м.

Разведка месторождения проведена в 1932–1933 гг. с помощью скважин; месторождение не оконтурено. Площадь разведанной части – 6,5 км<sup>2</sup>. Месторождение не обводнено. Продуктивный пласт залегает субгоризонтально. Государственным балансом по состоянию на 1.01.2013 г. учитываются запасы категорий А + В в количестве 159,6 млн т [119].

### СОПУТСТВУЮЩИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Рубидий.** В солях Верхнекамского месторождения (ВКМС) рубидий находится в виде рассеянного элемента в карналлитовой породе и особенно в пласте В. Содержание оксида рубидия в рудах колеблется от 0 до 120 г/т, среднее – 90 г/т. Массовая доля рубидия в руде и обогащенном карналлите составляет соответственно 0,0104 % и 0,013 %. Балансовые запасы оксида рубидия (Rb<sub>2</sub>O) ВКМС учитываются по участку, остальная площадь – забалансовые запасы по Усть-Яйвинскому участку. На 1.01.2012 г. запасы оксида рубидия по категориям С<sub>1</sub> составляют 2,453 тыс. т, забалансовые – 92,682 тыс. т. Усть-Яйвинский участок находится в группе подготавливаемых к освоению (ОАО «Уралкалий» по лицензии ПЕМ № 12328 ТЭ).

Запасы рубидия не осваиваются из-за наличия более эффективных сырьевых источников (полуцитовых концентратов), технология переработки которых более рентабельна. Вместе с тем, карналлитовый пласт В рассматривается как потенциально промышленный для возможного извлечения рубидия при условии возникновения спроса и увеличении стоимости продукции.

В ОАО «Уралкалий» обеспечиваются условия для извлечения рубидия в готовый продукт без значимых потерь.

**Бром.** На Верхнекамском месторождении бром как попутное полезное ископаемое содержится в сильвините, карналлитовой руде и смешанных солях. Содержание брома в солях варьирует от 0,04 до 0,11 %, среднее содержание – 0,07 %. Металл при добыче и переработке солей на рудниках не извлекается из-за убыточности производства. Основная часть брома остается в готовом продукте (минеральных удобрениях), другая часть уходит в отвалы, глинистые шламы и «щелока». Причины убыточности получения брома из солей связываются с отсутствием разработанной промышленной технологии, а также наличием альтернативных сырьевых источников.

На 1.01.2013 г. балансовые запасы брома в солях Верхнекамского месторождения составляют: категорий А+В+С<sub>1</sub> – 92,4 тыс. т; категории С<sub>2</sub> – 164 тыс. т; забалансовые запасы – 25152,2 тыс. т. Кроме того, учтены запасы брома в целиках: балансовые категорий В+С<sub>1</sub> в количестве 12,7 тыс. т, забалансовые – 1447,4 тыс. т.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

### МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ (БЕЗ РАЗДЕЛЕНИЯ ПО СОСТАВУ)

На карте показано два месторождения этого типа вод и пять проявлений, связанных с родниками.

*Месторождение Участок «Лесная Вода» (III-4-37)* расположен на территории санатория-профилактория «Зорька» в 7,5 км северо-западнее г. Лысьва. Скважиной 2/88 в интервале 100–200 м вскрыты минеральные воды сульфатного магниево-кальциевого состава с минерализацией 2,35–2,66 г/дм<sup>3</sup>. По заключению ЕМНЦ профилактики и охраны здоровья рабочих промпредприятий минеральные воды отнесены к XII группе сульфатных магниево-кальциевых вод казанского типа в соответствии с ГОСТ 13273–88 «Воды минеральные питьевые лечебные и лечебно-столовые».

Протоколом ГКЗ при Министерстве природных ресурсов Российской Федерации от 22.11.2000 г. № 612 запасы минеральных лечебно-столовых вод по участку Лесная Вода оценены в количестве 0,032 тыс. м<sup>3</sup>/сут по категории В, в расчете на 25-летний срок эксплуатации. Водоносный горизонт в интервале 150–185 м расположен в кунгурских отложениях Р<sub>1</sub>.

*Месторождение Кудымкарское (II-1-14)* расположен на западной окраине г. Кудымкар, на правом берегу р. Иньва. Промышленный розлив г. Кудымкар. Вмещающие породы – песчаники, алевролиты татарского яруса средней перми. Горизонт напорный 2,5–3,0 м. Воды – хлоридная натриевая столовая. Запасы по категориям В – 0,015 тыс. м<sup>3</sup>/сут, С<sub>1</sub> – 0,071; всего – 0,086 тыс. м<sup>3</sup>/сут. ТКЗ № 51, 1997 г. [316].

Минеральный источник (V-5-5) находится в 4–4,5 км от дер. Накоряково на левом берегу р. Пут. Источник пресный газлирующий. Вода гидрокарбонатно-магниевая. Газ, по данным анализа, представлен азотом с небольшой

примесью углекислоты. Источник восходящего типа, дебит 3,5 л/с. Вода поступает из полимиктовых песчаников артинского яруса. Высокое рН, равное 8,3, определяет эти воды как щелочные [51].

### Сероводородно-углекислые

Сероводородно-углекислые воды используются для лечения периферической нервной системы в стационарных лечебных учреждениях под наблюдением врачей. На карте учтено два месторождения (*Нижнее-Сергинское* и *Дом отдыха «Сокол»*). Кроме того учитываются еще четыре проявления в юго-восточном углу площади листа, связанные с небольшими по дебиту родниками.

Месторождение *Нижнее-Сергинское* (VI-6-2) находится в долине р. Серга, на юго-западной окраине г. Нижние Серги; южнее, по простиранию Сергинского регионального разлома имеются выходы сероводородных хлоридных натриевых вод. Последние, как считают многие, поступают по названному разлому со стороны Киргишанского тектонического покрова, под которым, возможно, сохранились пермские соленосные осадки. Данные воды относятся к числу минеральных (тип Нижне-Сергинский), химический состав которых представляется следующим:

M6-8 H <sub>2</sub> S13	C 195 HCO <sub>3</sub> 4 SO <sub>4</sub> (Na + K) 94 Ca3 Mg2	Br – 0,5, B1,0
-------------------------	---	----------------

Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод территории оцениваются в 8,4 м<sup>3</sup>/с (741 тыс. м<sup>3</sup>/сут). Минеральные воды Нижне-Сергинского месторождения используются на курорте Нижние Серги как лечебно-столовые (28,9 м<sup>3</sup>/сут) и для промышленного розлива (5,65 м<sup>3</sup>/сут) [29].

Месторождение *Дом отдыха «Сокол»* (III-4-39). Скважина № 3006 глубиной 70 м пробурена в 1990 г. с целью поиска минеральных питьевых лечебно-столовых вод для цехов розлива и курорта Усть-Качка и находится на востоке от г. Лысьва в районе подсобного хозяйства дома отдыха «Сокол», на правом берегу р. Невидимка, в ее устье, 30 м от уреза воды. Водоносный горизонт с минеральной водой находится в интервале 50–70 м в кавернозных кремнистых известняках кошелевской свиты (P<sub>1</sub>k<sub>ж</sub>). Дебит – 4 л/с (350 тыс. м<sup>3</sup>/сут). Вода сульфатная магниевая-кальциевая. Сухой остаток– 1448 мг/л [39].

### Йодно-бромные

Йодно-бромные рассолы распространены среди осадочных пород фактически на всей территории Пермского края. Ими насыщены породы с глубины 500–700 м и до кровли кристаллического фундамента. Содержание брома в водах изменяется от 100 до 2000 мг/м<sup>3</sup>. Йодно-бромные рассолы используются для лечения заболеваний периферической нервной системы. На карте учтено одно среднее месторождение *Усть-Качкинское* (IV-2-1) и три проявления (II-1-3, II-1-7, IV-2-4).

Месторождение *Усть-Качкинское* (IV-2-1) расположено в 12 км от ж/д ст. Краснокамск, на левом берегу р. Кама. Используется курортом «Усть-Качка». Продуктивный водовмещающий горизонт для сероводородной, хлоридной сульфатно-натриевой воды – известняки, мергели нижней перми. Горизонт напорный. Вода используется в лечебно-питьевых целях. Уровень ее минерализации – 40–80 г/дм<sup>3</sup>. Песчаники четвертичного возраста являются водовмещающим горизонтом для йодно-бромной, хлоридно-кальциевой воды с минерализацией 266–270 г/дм<sup>3</sup>. Вода используется в бальнеологических целях. Горизонт напорный. Месторождение разведано. Запасы для сероводородной, хлоридной сульфатно-натриевой воды утверждены по категориям: А – 0,056; В – 0,034; С<sub>1</sub> – 0,120; всего – 0,210 тыс. м<sup>3</sup>/сут (ГКЗ СССР, 1956 г.). Заявленная потребность – 0,050 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Для йодно-бромной, хлоридно-кальциевой воды запасы утверждены по категориям: А – 0,054; В – 0,046; всего – 0,100 тыс. м<sup>3</sup>/сут (ГКЗ СССР, 1956 г.) [316].

### Воды пресные

Пресные подземные воды (минерализация – менее 1 г/дм<sup>3</sup>) используются для хозяйственно-питьевого и производственно-технического водоснабжения, орошения земель и водоснабжения пастбищ. На карте учтено 23 месторождения и два проявления. Из месторождений малых 21, из них эксплуатируются 12. Средних месторождений два: *Сергинское* (VI-6-6) и *Исовское* (II-6-43), оба эксплуатируются.

Месторождение *Сергинское* (VI-6-6) расположено в Ильинском районе, в 7,5 км на север от г. Чермоз. Вода используется для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Запасы утверждены НТС ПГРЭ 12.03.1982 г. в количестве по категориям: А – 1,11, С<sub>1</sub> – 0,53, С<sub>2</sub> – 0,43; всего – 2,07 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Заявленная потребность 0,300 тыс. м<sup>3</sup>/сут [316].

## МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРОМЫШЛЕННЫЕ

### Йодно-бромные

На карте показано одно крупное месторождение – *Краснокамское* (III-2-16). На месторождении выделяются Оверятский и Григорьевский участки. Григорьевский участок расположен в Нытвенском районе, рядом с ж/д ст. Григорьевская. Используются йодно-бромные рассолы, в которых содержания йода составляют 10,5 мг/дм<sup>3</sup>, брома – 826 мг/дм<sup>3</sup>. Запасы промышленных вод этого участка утверждены ГКЗ СССР в 1961 г., составляют 21,5 тыс. м<sup>3</sup> и находятся в Государственном резерве.

На *Краснокамском* месторождении продуктивными на бром являются бобриковский горизонт визейского яруса нижнего карбона и такатинская свита эйфельского яруса среднего девона. Средневзвешенное содержание брома в подземных водах составляет 742–826 мг/дм<sup>3</sup>. Запасы йодно-бромных вод по месторождению составляют по категориям А + В + С<sub>1</sub> 51,6 тыс. м<sup>3</sup>/сут из них 30,1 тыс. м<sup>3</sup>/сут относятся к Оверятскому участку, разрабатывавшемуся с 1942 по 2003 г. для производства йода и брома на ОАО «Йодобром»

(г. Пермь). За 2003 г. добыто 216 т брома. Потребителями брома за последний год были Пермское ОАО «Галоген» и ОАО «Алтайхимпром». В 2005–2013 гг. добыча брома не производилась.

### Лечебные грязи

Лечебные грязи являются природными образованиями, состоящими из воды, минеральных и органических веществ, обладающих тонкодисперсной структурой и пластичностью. Они применяются в виде ванн, аппликаций и других лечебных процедур. Практически все лечебные грязи имеют сероводородное заражение. На карте учтено только одно месторождение лечебных грязей – *Суксунский Пруд*.

Месторождение *Суксунский Пруд* (V-4-6) расположено около районного центра Суксун. В старом пруду происходит разгрузка минеральных вод, которая и привела к образованию серых и черных грязей. Месторождение используется курортом «Ключи». Подсчитанные запасы черной грязи достигают 2 млн м<sup>3</sup> [119].

---

---

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА**

Специфика геозволюции территории листа О-40 в значительной мере обусловлена положением ее в восточной части и по обрамлению *Волго-Камского мегаблока кристаллического фундамента*. Именно наличие этого древнего (AR–PR<sub>1</sub>) кристаллического массива, ограниченного и разбитого на блоки долгоживущими глубинными разломами, определяло специфику и интенсивность магматизма, флюидную активность и минерагению в регионе на протяжении длительного отрезка геологического времени – от раннего протерозоя до мезозоя.

Наблюдаемая картина размещения на площади различных видов минерального сырья обусловлена сочетанием в пространстве и времени многоактных процессов (как общегеологических, так и рудообразующих), отвечавших разнообразным геодинамическим обстановкам. Те или иные их проявления, будучи сами по себе дискретными, сохраняют значимые особенности в пределах довольно широких возрастных диапазонов.

Сегодня экономическая значимость сырьевой базы территории листа примерно в равной степени определяется наличием как месторождений газожидких углеводородов, так и промышленных объектов твердых полезных ископаемых. Закономерности их формирования и локализации имеют известную специфику, в силу чего рассматриваются здесь отдельно.

### **Нефтегазогеологическое районирование и критерии размещения углеводородного сырья**

За многие десятилетия отработки месторождений углеводородного сырья в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП) основные закономерности формирования и размещения нефти и газа установлены с большой степенью достоверности, что нашло свое отражение в многочисленных публикациях и сводных отчетах, сопровождаемых цифровыми прогнозными оценками. Основные положения из этих материалов использованы нами при составлении карты прогноза листа О-40 на нефть и газ и оценке перспектив территории на углеводородное сырье.

В настоящее время господствующей является биогенная концепция генезиса углеводородов, согласно которой процессы нефтегазоаккумуляции и его масштабы определяются наличием в осадочных чехлах платформ разновозрастных и находящихся на различных гипсометрических уровнях нефтегазогенерирующих толщ (НГГТ), чередованием в разрезах седиментационных бассейнов пород-коллекторов и пород-флюидоупоров (покрышек), количеством и объемом ловушек.

Ловушки, наиболее приближенные к районам генерации УВ, чаще заполнены газом, который является весьма подвижным углеводородным соединением. Последующие по региональному восстанию проницаемых пластов ловушки содержат нефтегазовые по составу скопления, а в наиболее удаленных от районов генерации ловушках формируются нефтяные залежи. Ярким примером этого на территории Пермского края обычно называют цепочку продуктивных структур *Веслянской валообразной зоны*: от газовой по составу Комарихинской на северо-востоке до нефтяной Чураковской на юго-западе.

Миграция УВ происходит в вертикальном и горизонтальном направлениях. Разнонаправленные перемещения флюидов реальны, но масштабы их проявления зависят от литологических особенностей строения разреза в конкретных зонах и районах, характера и продолжительности проявления тектонических процессов, влияющих на все показатели геологической обстановки.

Одни исследователи определяющими при формировании залежей нефти и газа считают горизонтальную миграцию УВ, другие – вертикальную. Геохимические исследования свидетельствуют об отсутствии дальней латеральной миграции и указывают на то, что залежи нефти и газа формируются в непосредственной близости от очагов генерации.

В 1997–2010 гг. работами геологов, геофизиков и геохимиков Республики Башкортостан разработана новая парадигма генерации и локализации залежей углеводородов в Волго-Уральском регионе на материалах по Башкортостану, Татарии и Пермскому краю. В основе новой парадигмы лежит базирующееся на геофизических данных (А. А. Макушин, А. С. Эйгенсон, S. F. Kenpeu и др.) положение о существовании в кристаллическом фундаменте нефтегазовой провинции региона систем глубинной генерации углеводородов, приуроченных к зонам мантийно-конвективных (послойно-зональных плотностных  $-\Delta g \rightarrow +\Delta g$ ) и линейных рифтогенных структур верхней мантии (Нгл  $\sim 130-40$  км)  $\rightarrow$  нижней коры (Нгл  $\sim 40-20$  км)  $\rightarrow$  средней коры (Нгл  $\sim 20-15$  км) и верхней коры (Нгл  $\sim 15-1$  км) литосферы Волго-Уральского региона.

Авторы доказывают связь нефтегазоносных структур линейного типа западного Башкортостана с эволюцией верхнемантийных структур конвекции смежного *Татарского кратона*. Предполагаемая глубина формирования нефтегенерирующих структур западного Башкортостана  $\sim 70-40$  км. Сделан вывод о существовании додевонских нефтегазоносных комплексов в районах «изученных» нефтегазовых полей Республик Татарстан и Башкортостан. Обосновывается парагенезис углеводородов и алмазов; доказывается ведущая роль вихревых (мантийно-конвективных) нелинейных структур литосферы в генерации высокобарической ассоциации – углеводородов-алмазов.



Наиболее подробно и убедительно абиогенная концепция происхождения углеводородного сырья изложена в работе А. А. Макушина и Р. И. Бигнова «Геодинамика и высокобарическая минерагения Волго-Уральского региона. Опыт прогнозно-минерагенического анализа: углеводороды, алмазы, 2012 г.» В этой работе на основе сравнительного анализа строения Якутской алмазоносной провинции, нефтегазоносного Средневожского свода (Татарский кратон), системы перикратонных прогибов Приуралья и Южного Урала показана однотипность глубинной эволюции Якутской алмазоносной провинции и Татарского кратона; выделена система глубинных фаций верхней мантии региона, подобных алмазоносному Якутскому кратону. Зонами генерации углеводородов и алмазов предлагается считать алмазоносную фацию глубинности верхней мантии системы кратон–перикратон; делается вывод, что в основе структурной геодинамической эволюции и прогнозного комплекса для углеводородов и алмазов должны быть мантийно-конвективные системы вихревого типа и рифтогенные верхнемантийные–нижнекоровые структуры линеаментного и дугового типов.

Ведущая металлогеническая роль мантийно-конвективного типа структур для *Уральского региона* установлена М. С. Рапопортом. Им эти структуры называются как «структуры аномального гравитационного поля» (АГП), выявляемые на основе морфоструктурного анализа поля  $\Delta g$ . На составленной М. С. Рапопортом карте морфоструктур АГП Урала и прилегающих областей ясно видна ведущая роль АГП в локализации углеводородов и рудных полезных ископаемых, связанных с глубинными магматическими комплексами Урала.

В Пермском Предуралье, к которому принадлежит большая часть территории листа О-40, по восточной периферии Волго-Уральского мегаблока пространственное сонахождение алмазов и углеводородного сырья широко распространено. Исходя из вышеизложенного, генерацию высокобарических элементов здесь следует связывать с мантийно-конвективными системами вихревого типа и рифтогенными верхнемантийными и нижнекоровыми структурами *Камско-Башкирской глубинной мезазоны* (рис. б), которая, по геофизическим данным, характеризуется повышенными значениями полей  $\Delta g$  и  $\Delta T$  и наличием кольцевых аномалий размером до 300 км, осложненных линейными аномалиями субширотных, субмеридиональных и северо-восточных простираций. На пересечении последних с Уралом локализуются многочисленные проявления платинометалльной минерализации. О функционировании глубинных источников вещества (мантийных и нижнекоровых) свидетельствует широкое развитие щелочно-базит-ультрабазитовых магматических комплексов в широком временном диапазоне.

Все это подтверждает правомочность концепции возможного абиогенно-мантийного происхождения УВ. Однако мы считаем, что в настоящее время нет оснований полностью исключать углеводороды биогенного происхождения, учитывая значительные объемы прошедших стадию катагенеза потенциально нефтегазогенерирующих пород как в фанерозое, так и на верхнерифейско-вендском, и на более глубоких уровнях (Калтасинский авлакоген, Камско-Бельский перикратонный прогиб). Поэтому при минерагенической оценке территории листа О-40 мы допускаем двойственность генезиса углеводо-

родного сырья и генетическую связь части УВ с алмазами, учитывая их пространственную совмещенность и контроль едиными структурами глубинного уровня (рис. 6).

Вопросы глубинного абиогенно-мантийного генезиса углеводородов рассматривались в октябре 2013 г. на «Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа» (2-е Кудрявцевские чтения). Тема конференции «Природные физико-химические условия и процессы преобразования и мобилизации мантийных C-H-N-O-S систем в углеводы нефтяного ряда. Исходное вещество и очаги генерации, механизм и каналы вертикальной миграции глубинной нефти». Это свидетельствует о важности проблемы и вселяет оптимизм относительно создания приемлемых методик выявления глубинных структур, генерирующих углеводороды, алмазы и различные рудные полезные ископаемые.

Большая часть перспективных на УВ земель листа О-40 относится к территории Пермского края, расположенной в северо-восточной части Волго-Уральской НПП. В палеозойском разрезе этой площади открыто более 900 залежей жидких углеводородов. Основным фактором, определяющим закономерности размещения скоплений углеводородов, является структурно-фациальный. Большая часть месторождений жидких и газообразных углеводородов (УВ) характеризуемой территории связана с доманикитами позднедевонско-раннекаменноугольной *Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП)*. Борты некомпенсированных прогибов фиксируются внешним верхнедевонским и внутренним нижнекаменноугольным тектоно-седиментационными карбонатными уступами, сложенными рифогенными разностями пород повышенной мощности, которые к осевым частям замещаются маломощными глинисто-карбонатными темноцветными образованиями. Гребни бортовых карбонатных уступов, ограничивающих ККСП, осложнены синхронными им многочисленными органогенными постройками разных типов (риффы, биогермы, биостромы). Во внутренних частях некомпенсированных прогибов встречаются многочисленные крупные рифы, окруженные со всех сторон депрессионными фациями. М. Ф. Мирчинк, Р. О. Хачатрян и др. выделяют среди них органогенные постройки двух типов: одиночные (островные) и атоллоподобные (кольцевые). Размещение залежей УВ контролируется морфологией палеопрогибов и соотношением в пространстве и во времени различных структурно-фациальных зон: осевых зон впадин, обрамляющих их рифовых барьеров и карбонатных шельфов (рис. 8).

Доля других нефтематеринских толщ палеозоя в формировании промышленных скоплений УВ менее значительна. Источником нефтей вендских отложений, измененных процессами палеогипергенеза, являются нефтематеринские толщ протерозоя.

Среди факторов, определяющих нефтегазогеологическое районирование (особенности геоэволюции осадочных бассейнов, палеогидрогеологические и палеогидродинамические условия изменения в пространстве и времени областей питания и разгрузки пластовых вод, тектоника и др.), ведущая роль принадлежит тектонике. Установлено, что циклы осадконакопления и их фазы тесно связаны с этапами и стадиями тектонического развития платформы, результатом которого оказалось расчленение ее осадочного чехла на

структурные этажи и подэтажи. Каждый структурный этаж с характерными для определенных геодинамических обстановок формациями и структурообразующими движениями представляет собой палеобассейн седиментации, а при достижении необходимых палеотемператур и давлений – нефтегазоносный палеобассейн с очагами нефтегазообразования и зонами нефтегазонакопления.

**Волго-Уральская НГП** в целом характеризуется высоким уровнем освоенности ресурсов нефти (72,2 %) и газа (61 %). Начальные суммарные ресурсы провинции составляют около половины запасов всей Восточно-Европейской платформы.

Тектоническое районирование Волго-Уральской НГП связано с определенными трудностями в связи с несоответствием структурных планов по фундаменту и различным горизонтам осадочного чехла. Из-за этого границы основных тектонических элементов (а следовательно и элементы нефтегазогеологического районирования) различными исследователями проводятся по-разному, в зависимости от выбранной структурной поверхности. Поскольку наша задача – составление комплекта карт по доплиоценовому и плиоцен-четвертичному эрозионно-денудационным уровням, тектоническое и соответствующее ему нефтегазогеологическое районирование в рамках настоящей работы выполнены для современной поверхности. Принятая схема соответствует нефтегазогеологическому районированию Восточно-Европейской платформы [110].

В границах листа О-40 к Волго-Уральской НГП относятся четыре нефтегазоносные области (НГО): Верхнекамская, Пермско-Башкирская, Средне-Предуральская и Западно-Уральская потенциальная; которые в свою очередь подразделяются на нефтегазоносные районы (НГР) и зоны нефтегазонакопления (ЗНГН).

Поскольку распределение углеводородов в пределах нефтегазоносных территорий имеет неравномерный характер, компактные скопления объектов (или потенциально нефтегазоносных структур) выделяются как локальные зоны нефтегазонакопления (ЗНГН), под которыми следует понимать часть геологического пространства нефтегазоносных провинций, областей или районов, концентрация скоплений углеводородов, в пределах которой контролируется преимущественно единими (тектоническими, литологическими, стратиграфическими, гидрогеологическими) условиями аккумуляции. Выделяемые на исследованной территории ЗНГН приурочены либо к рифогенным постройкам (барьерным рифам, атоллам, палеоплато), либо к валообразным структурам тектонического происхождения. Границами зон нефтегазонакопления служат контуры структур или зон литологического замещения, контролирующих распространение месторождений сходного строения [114].

Верхнекамская НГО в границах листа делится на Арланский НГР, южная часть которого находится на территории Башкортостана, и впервые выделяемый Ножовский, соответствующий большей, северной части НГО. В Пермско-Башкирской НГО выделяются нефтегазоносные районы (НГР): Камский, Ракшинский, Чермозский, Пермский, Бабкинский, Бымско-Кунгурский и Башкирский; Средне-Предуральская НГО включает Соликамский, Косьвинско-Чусовской, Юрюзано-Сылвенский НГР. Южная половина Западно-Уральской

потенциальной НГО на территории листа выделяется в качестве потенциального Нижнесергинского НГР. В пределах нефтегазоносных районов выделяются зоны нефтегазоаккумуляции (ЗНГА), установленные и потенциальные (граф. прил. 6).

**Верхнекамская НГО** (15Н,Гз/D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>) по палеозойскому уровню соответствует одноименной впадине и отчасти – Бирской седловине; в границы листа попадает восточная часть НГО. Промышленная нефтеносность связана с отложениями от живетского яруса среднего девона до сакмарского яруса перми. Основные запасы нефти сосредоточены в каменноугольных отложениях. Наиболее значительные объекты выявлены в пластах песчаника терригенной толщи нижнего карбона. Залежи нефти обнаружены также в турнейских и среднекаменноугольных известняках.

**Арланский НГР**, северная часть которого приурочена к юго-западному углу территории листа О-40, включает уникальное Арланское нефтяное месторождение, приуроченное к крупному пологому поднятию. Залежи нефти выявлены в пластах песчаников нижнего карбона, а также в известняках турнейского яруса и среднего карбона. В северной части НГР обособляется субширотная Ельниковская ЗНГА.

Территория Верхнекамской НГО к северу от Арланского НГР (и от Бирской седловины) выделена нами в качестве *Ножовского НГР* на основании принадлежности ее к собственно Верхнекамской впадине и резко пониженной удельной плотности ресурсов УВ. Название дано по субширотной ЗНГА. Ножовская ЗНГА совпадает с барьерным рифом позднедевонско-турнейского возраста; в ней установлено девять нефтяных месторождений. Залежи нефти встречаются в D<sub>3</sub>-C<sub>1t</sub>, C<sub>1v1-2</sub>, C<sub>1v3</sub>-C<sub>2</sub> комплексах. Потенциально перспективным является рифейский комплекс.

**Пермско-Башкирская НГО** (16Н,Гз/D<sub>2</sub>-C) протягивается в направлении северо-запада–юго-востока через центральную часть территории листа от погруженного Камского свода на севере до Башкирского – у южной рамки. От Пермского свода Камский отделяется Ракшинской седловиной и Чермозской (Висимской моноклиналию), а между Башкирским и Пермским сводами выделяются Бабкинская седловина и Бымско-Кунгурская моноклиналию.

Соответственно в границах характеризуемого листа в Пермско-Башкирской НГО выделяются семь НГР: *Камский*, *Ракинский*, *Чермозский*, *Пермский*, *Бабкинский*, *Бымско-Кунгурский* и *Башкирский*. Промышленно нефтеносны отложения от среднедевонских (живет) до среднекаменноугольных (московский ярус). Основные запасы углеводородов сосредоточены в каменноугольных отложениях.

**Камский НГР** в границах листа приурочен к погружающемуся на восток склону одноименного погребенного свода. Месторождения УВ в этой части НГР в настоящее время неизвестны; выявлено около 10 перспективных структур, большая часть которых подготовлена к глубокому бурению. Плотность начальных суммарных ресурсов (НСР) весьма низкая (менее 5 тыс. т. н. э на 1 км<sup>2</sup>).

**Ракинский НГР** в тектоническом плане соответствует одноименной седловине. На площади выделяется потенциальная ЗНГА – *Воскресенская*, соответствующая одноименному валу. Залежей нефти не обнаружено,

однако выявлено пять перспективных структур, четыре из которых подготовлены к глубокому бурению. К потенциально перспективным нефтегазоносным комплексам могут быть отнесены верхнедевонско-турнейский, нижне-средневизейский, верхневизейско-серпуховский, среднекаменноугольный, а также – рифейский и вендский НГК.

*Чермозский (Висимский) НГР*, приуроченный к Чермозской моноклинали, является промышленно нефтеносным. К нему относятся *Майкорско-Васильевская и Касибская ЗНГН*, включающие 10 месторождений нефти и целый ряд выявленных перспективных структур, в большинстве своем подготовленных. *Майкорско-Васильевская ЗНГН* в основном представлена франско-фаменским барьерным рифом, облекаемым с запада позднедевонско-турнейской палеолагуной. Структурными элементами этой зоны являются Майкорский, Васильевский и Русаковский валы. В пределах зоны открыто девять месторождений нефти и одна продуктивная структура, промышленная нефтеносность в которых связана с верхнедевонско-турнейским, нижне-средневизейским и визейско-башкирским комплексами.

*Пермский НГР* соответствует одноименному сводовому поднятию. В районе открыто 16 месторождений нефти, выявлено 11 перспективных структур, шесть из которых подготовлены к глубокому бурению. Месторождения группируются в пять линейных ЗНГН, две из которых (Осинская и Краснокамская) имеют тектоническую природу, а остальные связаны с рифогенными постройками линейного и кольцевого (атоллы) типа. *Осинская ЗНГН* соответствует одноименному валу. В пределах зоны известно пять месторождений нефти и шесть подготовленных структур. Промышленная нефтеносность установлена в  $D_{2-3}$ ,  $C_1-2v$ ,  $C_1v_3-C_2$  комплексах. В пределах *Краснокамской ЗНГН* (соответствует одноименному валу) открыто четыре месторождения в  $D_{2-3}$ ,  $D_3-C_1t$ ,  $C_1-2v$ ,  $C_1v_3-C_2$  комплексах.

*Яринская (Каменноложско-Ольховская), Межевская и Лобановская ЗНГН* связаны с верхнедевонско-турнейскими рифовыми сооружениями и структурами их облекания. *Яринская ЗНГН* соответствует одноименному атоллу; в пределы Пермского НГР попадает только юго-западная часть последнего, выделяемая рядом исследователей в качестве самостоятельной *Каменноложской ЗНГН*, в которой наряду с  $D_3-C_1t$  отмечается полоса артинских рифогенных построек.

Следует отметить, что в физических полях *Пермский НГР* соответствует одноименной глубинной зоне (рис. 6), ограниченной долгоживущими глубинными разломами северо-восточной ориентировки. По мнению С. Г. Бычкова (2010 г.), эти особенности строения коры позволяют предполагать перспективность на УВ допалеозойских (вендских и рифейских) комплексов.

*Бабкинский НГР* приурочен к одноименной седловине. Промышленная нефтеносность связана с верхнедевонско-турнейским НГК. В районе открыто 10 месторождений нефти, выявлено несколько перспективных структур. Наиболее крупное месторождение – *Батырбайское*, связанное со структурами облекания одноименного выступа, образованного органогенными постройками позднедевонско-турнейского возраста. Промышленно нефтеносны

D<sub>3</sub>-C<sub>1t</sub>, C<sub>1v1-2</sub>, C<sub>1v3</sub>-C<sub>2</sub> комплексы; перспективными могут быть НГК D<sub>2-3</sub>, V и RF.

*Бы́мско-Ку́нгу́рский НГР* в тектоническом плане соответствует вытянутой вдоль западного борта Предуральского прогиба и погружающейся в сторону последнего Бы́мско-Ку́нгу́рской моноклинали. В районе открыто 24 нефтяных и газонефтяных месторождения, выявлено несколько десятков перспективных структур, часть их которых подготовлена к глубокому бурению. Наиболее перспективна *Веслянская ЗНГН*, приуроченная к структурам облекания органогенно-карбонатных массивов позднедевонско-турнейского возраста. Здесь промышленные УВ связаны с D<sub>2-3</sub>, D<sub>3</sub>-C<sub>1t</sub>, C<sub>1v1-2</sub>, C<sub>1v3</sub>-C<sub>2</sub> нефтегазоносными комплексами.

*Башкирский НГР* приурочен к одноименному сводовому поднятию; по поверхности фундамента площадь находится в области Калтасинского авлакогена. В районе открыто 67 преимущественно нефтяных (реже – газонефтяных) месторождений, выявлены десятки перспективных структур, значительная часть которых подготовлена к освоению. В центральной части Башкирского НГР на листе О-40 выделяется громадное палеоплато рифогенного происхождения позднедевонского возраста. С рифогенными постройками и структурами их облекания связана промышленная нефтеносность *Кудино-Чернушинской ЗНГН*. Промышленно нефтеносны девонский, верхнедевонско-турнейский, ниже-средневизейский, верхневизейско-среднекаменноугольный НГК. К перспективным относятся вендский и рифейский комплексы.

*Средне-Предуральская НГО* (17Н,Гз/С-Р<sub>1</sub>) пространственно соответствует Юрюзано-Сылвенской впадине и южной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба.

Распределение выявленных залежей УВ в Предуральском краевом прогибе подчинено структурно-формационной зональности, отражающей условия геологического развития прогиба. Так, залежи утяжеленной и тяжелой нефти (плотность до 0,900 г/см<sup>3</sup>), приурочены к структурам доорогенного происхождения на внешних крыльях и поперечных поднятиях в связи с карбонатными породами нижней перми. Залежи облегченной нефти (плотность 0,845–0,866 г/см<sup>3</sup>), газоконденсат и свободный газ тяготеют к внутренней зоне прогиба, сложенной терригенными отложениями верхнекаменноугольно-раннепермского возраста и осложненной складчато-надвиговыми дислокациями.

В пределах территории листа О-40 Средне-Предуральская НГО разделена (в соответствии с тектоническим районированием) на три нефтегазоносных района: *Соликамский, Косьвинско-Чусовской и Юрюзано-Сылвенский*.

Нефтегазоносность *Соликамского НГР* связана с верхнедевонско-турнейским, ниже-средневизейским, визейско-башкирским и нижнепермским НГК. Залежи представлены массивными, пластовыми сводовыми, пластовыми литологически экранированными типами, преимущественно с поровым и трещинным типами пустотного пространства. В верхнедевонско-турнейских карбонатных отложениях нефтегазоносность в основном приурочена к рифогенным постройкам и к структурам их облекания, сложенным слоистыми карбонатами; в ниже-средневизейских – к аргиллитам и песчаникам с про-

слоями алевролитов. В визейско-башкирской части разреза залежи фиксируются в пористо-кавернозных известняках и доломитах или в органогенных пористых известняках. Коллекторы нижнепермского НГК сложены рифогенными известняками, иногда известняковыми конгломератами и полимиктовыми песчаниками.

Промышленная нефтегазоносность связана с *Центрально-Соликамской ЗНГН*, соответствующей обширному рифогенному плато и области развития кунгурской соленосной толщи Верхнекамского месторождения солей. Соленосная толща кунгура, достигающая в центральной части Соликамской впадины мощности 750 м, выполняет роль региональной покрывки.

*Косьвинско-Чусовской НГР* соответствует одноименной седловине, отделяющей Соликамскую впадину от Юрюзано-Сылвенской. В районе открыто восемь месторождений нефти и выявлено столько же перспективных структур, три из которых подготовлены к освоению. Промышленно нефтеносны средне-верхнедевонский, верхнедевонско-турнейский, ниже-среднеvizейский и нижнепермский комплексы. Основная часть месторождений относится к *Яринской ЗНГН*, соответствующей северной части одноименного атолла.

В *Юрюзано-Сылвенском НГР* открыто девять нефтяных и газовых месторождений, выявлено 16 перспективных структур. В северной части площади НГР выделяется *Веслянская ЗНГН*.

Нефтегазоносность связана со структурами облекания  $D_3-C_{1t}$  органогенно-карбонатных массивов (северная часть Веслянского вала), а также с литолого-стратиграфическими ловушками между южной частью Яринского атолла и Веслянским валом. Промышленно нефтегазоносны следующие НГК:  $D_3-C_{1t}$ ,  $C_{1V_{1-2}}$ ,  $P_1$ .

***Западно-Уральская потенциальная НГО*** (18Н,Гз/ $C_2-P_1$ ). Западная структурная зона Уральской складчатой системы до недавнего времени считалась бесперспективной в отношении залежей углеводородов, однако за последние два десятилетия получены весомые аргументы в пользу перспективности Западного склона Урала на нефть и газ.

Установлено, что территория Западной зоны Уральской складчатой системы в течение всего палеозоя составляла единый бассейн осадконакопления с прилегающей областью Предуральского краевого прогиба. Одновременно получены многочисленные доказательства в пользу того, что Урал и восточное Предуралье имеют сложное чешуйчатое строение, и главная роль в формировании их структуры принадлежит зонам региональных надвигов. Данными сейсморазведки и глубокого бурения подтвержден прогноз о многокилометровом перекрытии аллохтонными пластинами Урала восточных частей впадин Предуральского краевого прогиба, причем на большей части территории автохтон залегает на доступных (до 6 км) для бурения глубинах. Бурение скважины *1-Верхняя Сочь* на смежном листе Р-40 показало наличие хороших коллекторов в породах автохтона, а данные сейсморазведки указывают на наличие в поднадвиговых зонах крупных антиклинальных структур. Во внутренней зоне Предуральского краевого прогиба уже открыт ряд газовых и газонефтяных месторождений, в том числе и на территории Пермской

области. В пределах передовых складок Среднего Урала выявлены *Ветосское* нефтяное месторождение, *Сурсайское* непромышленное скопление нефти и газа; подготовлена к глубокому бурению *Северо-Мальцевская* структура. В фонде выявленных перспективных числятся *Базовская*, *Верхне-Ивакинская*, *Сабикская*, *Северо-Пултовская* и *Пыстимская* структуры.

Таким образом, анализ и переинтерпретация ранее накопленных материалов свидетельствуют о наличии в пределах западной складчато-надвиговой зоны Урала благоприятных структурных и литологических факторов для формирования залежей нефти и газа. Главный фактор, контролирующий формирование и размещение скоплений УВ, – широкое развитие шарьяжно-надвиговых дислокаций, определяющих структурный план западного склона Урала. Крупные надвиги, ориентированные параллельно Уралу и протягивающиеся на десятки и сотни километров, формируют тектонические пластины, под которыми, как показала скв. 1-Верхняя Сочь, прослеживается иной структурный план и возможно нахождение относительно простых поднадвиговых антиклинальных и тектонически экранированных ловушек углеводородов. Самый крупный из этих дизъюнктивов – *Главный Западноуральский надвиг (ГЗУН)*, отделяющий Урал от Предуральского краевого прогиба. Положение фронтальной части этого регионального надвига фиксируется комплексом геолого-геофизических методов, а также по результатам дешифрирования дистанционных материалов. Установленная амплитуда горизонтальных перемещений – от первых километров до первых десятков километров, вследствие чего значительная часть внутренней зоны Предуральского краевого прогиба перекрыта аллохтонными пластинами Западной структурной зоны Урала, а в принадвиговой части у поверхности отмечаются фрагменты крупных складок, частично скрытых под аллохтоном.

В отношении перспектив нефтегазоносности территория западной структурной зоны Урала является одной из самых слабоизученных. Параметрическое и поисковое бурение на нефть и газ в пределах передовых складок Урала не проводилось. Исключение – скважина *1-Верхняя Сочь* на смежном листе Р-40 и параметрическая *скважина Аракаевская* [234]. на юго-востоке исследованной территории, дающие представление о строении западного склона Урала.

В пользу перспективности Западноуральской зоны на углеводородное сырье свидетельствуют следующие факты:

1. Мощность доорогенных палеозойских отложений на Западном склоне Урала значительно больше, чем на территории Предуральского краевого прогиба. При этом следует учесть, что за счет перекрывающего орогенного комплекса и складчато-надвиговых структур, общая толща осадочного чехла на Урале была еще больше. При таких погружениях палеозойские отложения, безусловно, прошли главные фазы нефте- и газообразования.

2. Литологический состав отложений палеозоя на Западном склоне Урала и территории Предуральского краевого прогиба весьма сходен. Кроме того, эти отложения подстилаются одновозрастными и сходными по литологическому составу породами единого байкальского фундамента, а в разрезе па-



леозоя отсутствуют глубокие региональные размывы и несогласия, которые могли бы привести к расформированию залежей.

3. В палеозойском разрезе Урала имеют место разновозрастные пласты с повышенной сингенетичной битуминозностью, которые могли продуцировать значительное количество углеводородов. Битуминологические показатели неметаморфизованных отложений девона, карбона и перми в западной зоне Урала аналогичны тем же показателям пород Волго-Уральской нефтегазоносной провинции.

4. Свободные выходы газа на поверхность в руслах рек установлены почти на всей территории Западного Урала. Большинство газопроявлений приурочено к нижнепермско-каменноугольным отложениям в зоне сочленения складчатого Урала с впадинами прогиба. Газ имеет преимущественно азотный состав. Сходные по составу газы были обнаружены на территории нефтегазоносных площадей Татарии и Удмуртии.

5. В палеозойском геологическом разрезе список пород, которые имеют высокую первичную пористость и могут служить коллекторами, весьма обширен и разнообразен. Наличие коллекторов (от низко- до высокочемких) на больших глубинах в поднадвиговой части разреза установлено параметрическими скважинами.

6. На разных уровнях палеозойского разреза западного склона Урала имеется большое разнообразие плотных пород, способных служить экраном (предполагаемые покрышки).

7. Наличие на западном склоне Урала отрицательных аномалий силы тяжести, не соответствующих плотности пород, выходящих на поверхность, интерпретируется как наличие под плотными породами аллохтона относительно менее плотных толщ. Такими толщами на Урале и в Приуралье являются терригенные отложения пермского возраста. Поэтому при построении геолого-геофизических разрезов, с учетом интерпретации гравиметрических полей, предполагается, что автохтон на значительном расстоянии к востоку под передовыми, аллохтонными складками Урала сложен пермскими отложениями.

В складчато-надвиговых поясах мира, сходных с западноуральским (скальные горы, Скибовая зона Карпат, складчатая область Загроса в Иране и др.) давно и успешно ведутся работы по выявлению нефтегазоносных структур.

Вопрос о нефтегазоносности Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны возникал еще в 1960–1970-х годах. Тогда многие исследователи считали, что западная зона Урала малоперспективна на УВ; ряд геологов отмечали невозможность образования залежей в аллохтонной части разреза и прогнозировали залежи УВ только в часто относительно погруженных автохтонных зонах («поднадвиговая нефть»), другие доказывали, что для поисков углеводородов интерес представляют прежде всего положительные структуры, наблюдаемые в аллохтонных разрезах девонско-каменноугольных отложений.

В настоящее время большинство уральских геологов считают, что шарьяжно-надвиговые западноуральские структуры перспективны для поисков углеводородов [78]. Под сложнопостроенными приповерхностными складча-

то-надвиговыми дислокациями на глубине от нескольких сотен метров до первых километров уже обнаружены относительно просто построенные складки и зоны с промышленной нефтегазоносностью (Асташская и др.). Поднадвиговые структуры считаются наиболее перспективными. Морфология их почти не изучена, так как у поверхности часто наблюдаются лишь западные, обычно опрокинутые крылья, а своды и восточные крылья скрыты под аллохтоном. Весьма существенно, что своды приповерхностных и поднадвиговых складок иногда расположены друг под другом. На таких площадях можно предполагать наличие нескольких ловушек углеводородов. Следует отметить, что из приповерхностных структур наиболее перспективными являются крупные складки тыловых участков чешуй, где развиты более пологие и менее нарушенные антиклинали.

На основании вышеизложенного, на западном склоне Урала выделяется **Западно-Уральская потенциальная нефтегазоносная область**. В рамках листа О-40 южная часть Западно-Уральской НГО представлена *Нижнесергинским потенциальным НГР*, впервые выделенным по результатам бурения Аракаевской параметрической скважины [234]. Нами границы и площадь этого НГР откорректированы в соответствии с геологическим строением и с учетом данных ООО «Лукойл-Пермь» [271].

Среди прямых показателей нефтегазоносности Нижнесергинского перспективного района обычно рассматриваются выходы жидкой нефти в русле р. Трек, выделения и притоки газов в процессе бурения структурных скважин глубиной до 1500 м на Киргишанском и Нижнесергинском участках и интенсивная битуминозность и выпоты нефти в девонских известняках, вскрытых этими скважинами под Киргишанским тектоническим покровом.

В отличие от более западных районов в зоне тектонического сочленения Русской платформы и складчатого Урала, в том числе и в районе бурения Аракаевской скважины, отмечается разнообразие залежей по фазовому составу УВ с доминированием газовых. Промышленных залежей нефти в районе бурения не выявлено, ближайшие месторождения нефти (*Сухореченское и Сабардинское*) с залежами в нижневизейских отложениях в установлены в Свердловской области в 125 км к юго-западу от скважины и еще дальше, на приграничной территории Башкортостана. Кроме того, в относительно отдаленных районах на территории Свердловской области, Пермского края и Башкортостана в единичных скважинах (скважины Осинцевская 1, Кызылбаевская 124, Муслюмовские-273, 52, 56 и др.) установлены слабые нефтепроявления.

В разрезе Аракаевской скважины в широком интервале глубин паравтохтона и аллохтона распространены *твердые битумы* – продукты преобразования нефтей, обилие которых в верхнедевонско-турнейских отложениях позволяет предполагать развитие разрушенной палеозалежи тяжелой вязкой нефти.

Газоносность выявлена в промышленных масштабах в относительно незначительной удаленности от скважины и связана в основном с верхней частью разреза. В Свердловской области в 35 км к юго-юго-западу от района бурения Аракаевской скважины находится месторождение *Бухаровское*, приуроченное к башкирскому ярусу и кровле каменноугольных отложений; в

65 км к северо-западу – газоконденсатное *Кедровское* месторождение с залежами в основании артинского яруса и башкирском ярусе. Еще ближе, на Илимской структуре, в скв. 1 получен слабый приток газа из отложений каширского и верейского горизонтов. Следует отметить, что в более северных районах зоны тектонического сочленения Русской платформы и складчатого Урала также отмечается в основном газоносность, развитая как в автохтонной, так и аллохтонной частях разреза. Так, в пределах передовых складок Урала на территории Пермского края в аллохтонной части разреза на *Сурсайском* месторождении выявлена газоконденсатная залежь. В автохтонном комплексе внутренней зоны Верхнепечорской впадины (лист Р-40) известны *Патраковская* и *Чумукская* газовые залежи в терригенных нижневизейских и турнейских отложениях.

В результате проведенных испытаний Аракаевской параметрической скважины выявлено наличие низкодебитных притоков газа и характеристик коллекторских горизонтов как слабопроницаемых. Проявления углеводородных газов в разрезе Аракаевской скважины выявлены в мячковском подъярусе московского яруса (1860–1910 м), серпуховском ярусе (2452–2497 м), тульском горизонте визейского яруса (2917–2946 м), под швом надвига в черепетском и кизеловском горизонтах турнейского яруса (3019–3046 м). Газопроявления соответствуют визейско-башкирскому карбонатному и верхнедевонско-турнейскому карбонатному НГК в верхней части аллохтона и верхнедевонско-турнейскому карбонатному в автохтоне.

Таким образом, по результатам бурения Аракаевской параметрической скважины получены данные о перспективах нефтегазоносности палеозойских отложений потенциального *Нижнесергинского НГР*. В пределах изученного разреза выявлены часто нарушенные надвигами продуктивные платформенные нефтегазоносные комплексы, в которых сохранялись условия для локализации углеводородов, в основном газов. В отложениях аллохтона установлены самые восточные в регионе интенсивные газопроявления с доминированием метана в составе газов. При этом значительно расширен этаж газоносности за счет нижнекаменноугольных природных резервуаров. В верхнедевонских (доманиковых) отложениях обоснована зона генерации углеводородов значительного масштаба, нарушенная швом надвига. С учетом того, что скважина пробурена во фронтальной зоне надвига, в более восточных районах эта зона может быть встречена в менее нарушенном состоянии. В палеозойских отложениях выделен региональный флюидоупор, ранее установленный для *Бухаровского* месторождения. Невысокие фильтрационно-емкостные свойства пород-коллекторов создают малоблагоприятные условия для аккумуляции нефти и вполне достаточны для локализации газов.

## ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ УГЛЕВОДОРОДОВ

Прогнозные ресурсы данной группы оценены по плотностям геологических (перспективных и прогнозных) ресурсов на единицу площади, установленным ООО «Лукойл-Пермь [271]. Поскольку среди предоставленных этой организацией материалов не оказалось никаких сведений о локализованных

ресурсах ( $D_1$ ), нами оценены суммарные геологические ресурсы категорий  $D_2 + D_3$  в границах каждого выделяемого НГР, в границах каждого выделяемого НГР.

Наиболее высокие удельные плотности геологических ресурсов УВ относятся к *Башкирскому, Соликамскому, Юрюзано-Сылвенскому и Бымско-Кунгурскому НГР*. Для выделяемого в южной половине Западно-Уральской НГО *Нижнесергинского потенциального НГР* принята удельная плотность НСР и ресурсов категорий  $D_2 + D_3$   $d$  40 тыс. т н. э. на  $1 \text{ км}^2$ , что соответствует плотности, установленной ООО «Лукойл-Пермь» для *Марковского перспективного участка*, выделенного в северной части площади этого НГР. Эта же цифра была принята при оценке ресурсов *Печоро-Сыпучинского потенциального НГР* на примыкающем с севера листе Р-40, занимающего аналогичную структурную позицию.

Полученные данные геологических (перспективных и прогнозных) ресурсов УВ сведены в таблицу (прил. 6). По впервые выделяемому *Нижнесергинскому потенциальному НГР* они оцениваются в 363,2 млн т н. э. В границах листа О-40 суммарные геологические (прогнозные и перспективные) ресурсы УВ категорий  $D_2 + D_3$  составляют 2365,6 млн т н. э. (прил. 6).

## Эпохи, этапы и стадии минерагения

Крупнейшими отрезками времени, определяющими специфику концентрирования полезных компонентов в рудные объекты, принято считать минерагенические эпохи, которые, как правило, соответствуют региональным тектоническим (тектоно-магматическим) циклам. При этом о минерагении наиболее древних (архейско-раннепротерозойских) формаций говорить что-либо определенное невозможно, так как даже в «уральской» части территории соответствующий структурный этаж практически не обнажен. Применительно же к Русской плите вышесказанное касается не только складчатого фундамента, но и додевонских образований чехла, залегающих на значительных глубинах и не охарактеризованных в части полезных ископаемых. В рамках минерагенических эпох выделяются этапы; в последних иногда отчетливо обособляются еще менее длительные промежутки – стадии.

**Рифейско-среднекембрийская минерагеническая эпоха** подразделяется на четыре этапа, среди которых на рассматриваемой площади проявлен лишь третий – *позднерифейско-ранневендский*. Начальные его стадии (кипчак-тангаур), отвечавшие обстановкам стабильной платформы, малопродуктивны: в ишеримской и вёлсовской свитах отмечается убогое благороднометалльное оруденение черносланцевой формации. На заключительной стадии (конец рифея–ранний венд) при континентальном рифтогенезе в различных по составу осадках возникает разнообразная стратиформная минерализация: магнетит-гематитовая в алевропелитах, фосфоритовая в псаммитах, золотая и платиноидная – в углеродсодержащих пелитах, свинцово-цинковая в известняках, редкометалльная и редкоземельная – в вулканитах щегровитской свиты. С ультрамафитами сарановского комплекса связаны месторождения хро-

митов (часто с платиноидами); умереннощелочные магматиты троицкого комплекса генерируют золотое и скарново-магнетитовое оруденение.

**Позднекембрийско-среднетриасовая минерагеническая эпоха** приходится на становление и длительную эволюцию Уральской мобильной области вплоть до превращения ее в одноименную складчатую систему; отдельные события имели «отголоски» и на окраине прилегающей с запада платформы. По продуктивности рудогенеза эта эпоха резко выделяется на фоне других; в ней обычно четко различаются три этапа. В *позднекембрийско-раннедевонском этапе* обособляются две стадии. Первая из них (поздний кембрий–ордовик) соответствует возникновению новой континентально-рифтовой системы, последующему преобразованию ее центральных частей в зону спрединга (с формированием океанической коры), зарождению континентального склона и шельфа. Минерагенически она здесь выражена слабо: последним проявлениям «остаточного» рифтогенеза на пассивной окраине сопутствуют стратиформное гематит-магнетитовое оруденение в малыгинской свите и редкометалльная минерализация в связи с козлиногорскими граносиенитами. Среднеордовикские альпинотипные ультрамафиты, обычно хромитоносные, на территории листа практически безрудны. Вторая стадия (конец ордовика–начало девона) сопряжена с полным циклом развития «тагильской» островной дуги и, кроме того, отмечена отчетливой дифференциацией окраины континента на шельф и склон. Набор рудоформирующих систем в это время достаточно широк: магматическая, контактово-метасоматическая, гидротермальная вулканогенная, вулканогенно-осадочная, гидротермально-осадочная. Позднеордовикско-раннесилурийские островодужные вулканы (красноуральская, шемурская и павдинская свиты) вмещают колчеданные месторождения меди с цинком, субсинхронные «корневые» мафиты качканарского и тагило-кытлымского комплексов – железорудные объекты (с сопутствующими титаном, ванадием и МПГ), шельфовые сланцы тошовской свиты – золоторудную минерализацию. С «островодужными» интрузиями северорудничного и кушвинского комплексов (поздний силур–ранний девон) связано скарново-магнетитовое оруденение, в осадочно-вулканогенной туринской свите фиксируются проявления марганца (иногда в ассоциации с баритом, свинцом и цинком).

*Девонско-среднекаменноугольный этап* также протекал в геодинамических условиях, существенно различных для «палеоконтинентального» и «палеоокеанического» секторов уралид. В первом после небольшой деструкции пассивной окраины (с расширением зоны шельфа на запад) начальная стадия периода характеризуется накоплением сидеритов и оолитовых бурых железняков на шельфе и во внутриконтинентальных бассейнах (койвенская свита эмса), а заключительная – каменных углей (западноуральская свита нижнего карбона). Кратковременная «отраженная» активизация на рубеже девона и карбона привела к возникновению на платформе алмазонасных лампроитов, кимберлитов, туффизитов.

Во внутренних частях мобильной области в начале описываемого этапа на месте остаточной (невулканической) дуги создаются условия для образования бокситов. Большая же часть периода совпадает с существовавшим тогда на палео-Урале режимом активной континентальной окраины (формирование

вулкано-плутонических поясов и флишевых прогибов) и проявлением первых признаков коллизионных процессов. С ауэрбаховским и ивдельским интрузивными комплексами девона связано скарново-магнетитовое оруденение, с ранне-среднекаменноугольными гранитоидами хомутовского комплекса – малые объекты ниобия и редких земель, с одновозрастными кордонокаменскими субвулканическими образованиями – полиметаллическая минерализация.

*Среднекаменноугольно-среднетриасовый этап* в восточной части территории протекал на фоне герцинской гиперколлизии (орогенеза), в то время как на остальной площади продолжалась платформенная седиментация. Как результат такой неоднородности (из-за последующего размыва горного сооружения) вещественные проявления данного этапа достоверно установлены только на западе листа – при характерном резком доминировании осадочных рудоформирующих систем. К самому началу периода (условия уже полностью сформированной обширной «карбонатной платформы») приурочена стратиформная флюоритовая минерализация в известняках кременской толщи. В ранней перми (преимущественно кунгурский и уфимский века) на краю платформы и в западной части Предуралья идет интенсивное формирование залежей гипсов, ангидритов, натриевых и калийно-магниевых солей, агрокарбонатных руд; возникают крупные скопления минералов стронция, проявления осадочного марганца. Соленосные отложения местами содержат промышленные концентрации платины, палладия, золота. В терригенных фациях верхов нижней и низов средней перми локализируются проявления медистых песчаников и сланцев, углей, объекты марганцевых и урановых руд. В восточной («уральской») части территории сопутствующие орогенезу растрескивание коры и повышение теплового потока обусловили усиление гидротермальной деятельности (от нескрытых источников), с которой связываются «жилные» проявления золота, свинца, цинка, горного хрусталя, а также метасоматические изменения раннепалеозойских ультрамафитов, сопровождающиеся оталькованием и асбестообразованием.

**Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха** имеет вещественное выражение только в «уральской» части площади листа; подразделяется на два этапа. *Позднетриасово-эоценовый этап* характеризуется платформенным режимом на всей рассматриваемой территории. При этом западные области бывшего орогена после планации рельефа почти все время оставались слабоприподнятой сушей. Следы наиболее существенных трансгрессий на Урал в позднем мелу и эоцене (вместе с возможными продуктами минерагениза) здесь уничтожены последующей эрозией. В начале этапа (на рубеже триаса и юры) среди терригенных осадков остаточных бассейнов (веселовская, богословская, волчанская и маловолчанская свиты) накапливаются пласты бурых углей и залежи бокситов, а несколько позднее в пресноводных условиях (лангурская свита юры) формируются палеороссыпи золота и платиноидов. В раннемеловых существенно «континентальных» депрессиях образуются бурые железняки и бокситы. С мезозойско-палеогеновыми (без детализации) корами выветривания сопряжены мелкие объекты довольно широкого видового спектра (в зависимости от преобразуемого субстрата): железо, марганец, никель, кобальт, редкие металлы, редкие земли. Из сказанного

видно, что в минерагенезе данного этапа ведущая роль принадлежит осадочным и биогенно-осадочным системам.

*Олигоцен-четвертичный этап* знаменуется существенной структурной дифференциацией территории. Уже в начале периода восточные районы (современный Уральский кряж) испытывают тектоническую активизацию на фоне общего воздымания, а с плиоцена – резкое усиление неорогенических движений, сопровождавшееся уничтожением поверхностей выравнивания. Частичное разрушение коренных объектов полезных ископаемых приводит к образованию неогеновых и четвертичных россыпей золота, платины, алмазов, демантоида.

Площадное распределение полезных ископаемых, созданных в те или иные отрезки времени, в силу многих геологических причин тоже не является равномерным, с концентрацией их на локальных участках разной протяженности и ширины. Это, а также совмещение в единых пространствах минерагенических потенциалов разных этапов и стадий и, в довершение всего, масштабные диастрофические процессы на рубежах эпох в совокупности обуславливают регионально проявленную латеральную неоднородность рассматриваемой территории в отношении генетических типов, распространенности и степени концентрирования минерального сырья.

## **Главные подразделения минерагенического районирования**

Контуры важнейших минерагенических подразделений в значительной мере определяются границами элементов «геологического» районирования: структурно-формационного и (наверное, в первую очередь) тектонического. Площадь листа находится в пределах трех крупнейших таксономических единиц: одноранговых *Урало-Новоземельского минерагенического пояса* (отвечает западному сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса) и *минерагенической провинции Русской плиты* (соответствует чехлу Восточно-Европейской платформы), а также разделяющей их *Предуральской минерагенической мезазоны* (вне провинций и поясов). Последняя, слагая узкую, но протяженную полосу с существенно меньшей (в сравнении с двумя первыми) площадью, обладает отчетливой минерагенической спецификой, позволяющей выделять ее в автономный таксон. Все названные подразделения зафиксированы в серийной легенде; там же изложены критерии их обособления и идентификации. В каждом из них более детальное районирование осуществляется раздельно для двух возрастных интервалов: доолигоценного и олигоцен-четвертичного (условно – «коренного» и «россыпного»).

В плитных комплексах древних платформ реальные объекты твердых полезных ископаемых устанавливаются, как правило, лишь в близповерхностных горизонтах чехла. При этом в практически не дислоцированных осадках различные виды минерального сырья сосредоточены на разных стратиграфических уровнях (или интервалах), чем и обусловлены нередкие пересечения на картографической поверхности контуров главных минерагенических таксонов. Для доолигоценных образований в составе упомянутой выше про-

винции на территории листа выделяется единственная *Камско-Каргалкинская меднорудная минерагеническая зона* (1 Cu/P<sub>1-2</sub>), представленная здесь северной третью. Границы зоны определяются областью развития медистых песчаников («предуральский подтип») в существенно терригенных отложениях уфимского и казанского ярусов. Помимо объектов меди в ней локализованы месторождения гипса и агрокарбонатных руд, проявления и ПМ формации золотоносных конгломератов. За пределами зоны к провинции Русской плиты относятся локальные минерагенические таксоны более низкого ранга и с другой специализацией (уран, марганец, коренные алмазы).

Из четырех «подчиненных» таксонов Предуральской мегазоны на площади листа располагается один – *Средне-Предуральская железо-меднорудная соленосная минерагеническая зона* (2 sy,hl,Cu,Fe/P), представленная почти целиком (за исключением северного и южного окончаний). Западная и восточная ее границы здесь полностью совпадают с контурами мегазоны. Кроме «титовых» полезных ископаемых присутствуют единичные месторождения стронция, гипса, агрокарбонатных руд, а также проявления платиноидов (с золотом) среди соленосных отложений. В целом зона отвечает западной (слабо дислоцированной) части Предуральского краевого палеопрогиба на средних широтах.

В составе Урало-Новоземельского пояса серийной легендой учитываются 28 «доолигоценых» минерагенических зон; десять из них входят частями (различного размера) в пределы листа О-40. Специфика складчатых систем обуславливает их полную сопряженность (непересекаемость) в пространстве (на поверхности – общность границ смежных подразделений). Вовлечение более древних, образованных в различных обстановках структурно-вещественных комплексов в последующие геодинамические циклы (то есть наложение на них процессов реювенации) предопределило значительную совокупную длительность минерагенических процессов и, как следствие – полихронность и полигенность большинства таксонов данного ранга. Упомянутые минерагенические зоны группируются в три (из шести имеющихся в СЛ) мегазоны; хотя для минерагенических поясов данный термин имеет сугубо классификационное значение, здесь он используется как «надпорядковая» таксономическая единица.

В Западно-Уральскую минерагеническую мегазону на рассматриваемой площади входят два таксона. *Белокатайско-Чусовская железорудно-угленосно-бокситоносная минерагеническая зона* (3 Al,УК,Fe/O<sub>3</sub>-С) располагается непосредственно к востоку от вышеописанной Средне-Предуральской МЗ, с которой имеет общую границу. Соответствует большей части Кизеловско-Дружининского моноклиория (одной из крупных тектонических форм западной периферии Уральской складчатой системы); в структурно-фациальном отношении – Белокатайскому, Ункурдинскому, Полудовско-Чусовскому и Улсовско-Висимскому районам Бельско-Елецкой СФЗ; в палеогеодинамическом – области палеозойского шельфа. Кроме объектов каменного угля, железа, бокситов, зона вмещает единичные месторождения коренных алмазов и гипса, проявления марганца и платиноидов, пункты свинцовой минерализации. Прослеживается за северную и южную рамки трапеции. Сопрягающаяся с ней на юго-востоке листа *Сургоямско-Бардымская свинцово-медно-*



*железорудная минерагеническая зона* (4 Fe,Cu,Pb/С<sub>3</sub>–С<sub>2</sub>) представлена лишь северным окончанием со «сниженной» рудонасыщенностью. Там локализованы только проявления меди, фиксируются также пункты минерализации хрома, асбеста, бирюзы. В целом зона отвечает сложнопостроенному автономному аллохтону, где тектонически совмещены образования континентального склона, рифтогенные, океанические и островодужные формации.

К Центрально-Уральской мегазоне относятся пять крупных подразделений районирования. *Кваркушко-Каменногорская золото-хромово-железорудная минерагеническая зона* (5 Fe,Cr,Au/RF<sub>3</sub>–С<sub>1</sub>) отвечает на поверхности границам одноименного антиклинория с выходами в ядре позднерифейских и вендских образований. Распространена здесь почти полностью, за рамкой листа остается лишь ее северное окончание. Кроме месторождений и проявлений железа, хромитов и коренного золота, определяющих специализацию таксона, включает немногочисленные малые объекты марганца, меди, свинца, цинка, вольфрама, иттрия, платиноидов, горного хрусталя, барита, фосфорита, асбеста. Восточнее узкой полосой фиксируется «ответвление» развитой преимущественно к северу *Кожимско-Висимской золото-железо-полиметаллической минерагенической зоны* (6 Pb,Zn,Fe,Au/С<sub>3</sub>–MZ). Она соответствует дислоцированным палеозойским терригенно-карбонатным образованиям глубокого шельфа, в современной структуре слагающим крылья двух антиклинориев. Спектр полезных ископаемых здесь невелик и ограничивается в основном «титульными» металлами. Небольшой фрагмент (южное окончание) *Ишеримской железо-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоны* (7 Au,W,Fe/RF<sub>2</sub>–С<sub>1</sub>,P), отвечающей одноименному антиклинорию, на площади листа характеризуется только малыми объектами золота и оптического кварца. *Верхнеманьинско-Синегорская редкометалльно-железо-золоторудная минерагеническая зона* (8 Au,Fe,R/С<sub>3</sub>–O,MZ) в целом отождествляется с раннепалеозойскими кремнисто-терригенными образованиями внутренних частей континентального рифта (внизу), восточного склона и подножья палеоконтинента (вверху), которые в тектонической структуре формируют Салатимский пакет пластин. Зона выражена узкой протяженной полосой непосредственно к западу от Главного Уральского разлома; на территории листа представлена южной четвертью. Вмещает здесь разноранговые объекты преимущественно золото-кварцевой формации. Северо-западная часть *Уфалейской графитоносной кварцево-титаново-железорудной минерагенической зоны* (9 Fe,Ti,q(gp)/PR<sub>1</sub>–P<sub>2</sub>,MZ), отвечающей одноименному антиклинорию, фиксируется в юго-восточном углу площади листа. «Титульные» виды минерального сырья развиты здесь ограниченно; заметную роль в металлогеническом облике таксона играют также проявления ниобия (с сопутствующими редкими землями), свинца, цинка, меди.

Три таксона, объединяемые в Тагильскую мегазону, отвечают крыльям (первый и третий) и ядерной части (второй) одноименного синклинория. Минерогения их сопряжена (соответственно) с вулканоплутоническими ассоциациями «активных» стадий развития островодужной системы и терригенно-карбонатными отложениями остаточной («ремнантной») невулканической дуги. *Западно-Тагильская ванадиево-титаносная платино-железо-медно-рудная минерагеническая зона* (10 Cu,Fe,Pt(Ti,V)/V–D) прослеживается за

пределы листа и к северу, и к югу, однако именно на рассматриваемой площади представлена своей самой широкой частью. Естественно, здесь наличествуют объекты (разного ранга) всех важнейших для таксона полезных ископаемых; кроме того, зона вмещает малые месторождения марганца и золота, проявления горного хрусталя, асбеста, апатита. Основные поля распространения двух других минерагенических зон: *Центрально-Тагильской железозолоторудной угленосно-бокситоносной* (11 Al,УБ,Au,Fe/D–С, T<sub>3</sub>–J<sub>1</sub>) и *Восточно-Тагильской никеленосной железомедно-золоторудной* (12 Au,Cu, Fe(Ni)/O<sub>2</sub>–C<sub>2</sub>,MZ) находятся восточнее; в пределы листа они входят лишь небольшими «прирамочными» полосами. Тем не менее, наличие здесь месторождений алюминия, бурого угля (в первой), проявлений золота, меди, никеля, кобальта (во второй) вполне характеризует их главные особенности.

Для олигоцен-четвертичного возрастного интервала районирования в «уральском» секторе Урало-Новоземельского минерагенического пояса выделяются две минерагенические зоны: *Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная* (13 Au,di/P<sub>3</sub>–Q) и *Восточно-Уральская платино-золотороссыпная* (14 Au,Pt/P<sub>3</sub>–Q). Граница между ними обычно проводится по фронтальной части Главного Уральского глубинного разлома, разделяющего складчатую систему на «салическую» (западную) и «фемическую» (восточную) региональные полосы, «поставляющие» в позднекайнозойские долины и депрессии разный набор россыпных минералов. В каждом из упомянутых таксонов на территории листа фиксируются промышленные россыпи (не говоря о многочисленных россыпепроявлениях и шлиховых потоках) данных видов полезных ископаемых – как в «титульных» сочетаниях, так и порознь.

Упомянутая ранее пространственная неравномерность в распределении объектов минерального сырья, являющаяся давно установленным фактом, определяет «дискретность» минерагенического районирования для большинства иерархических уровней: в минерагенических поясах – начиная с ранга рудных районов, в провинциях «автономными» обычно являются уже минерагенические зоны. Степенью концентрации полезных ископаемых и (или) прямых признаков, а также их значимостью для территории обусловлена перспективность тех или иных локальных таксонов. Среди 14 названных выше минерагенических зон семь включают перспективные площади ранга рудных узлов (количеством от 1 до 9). Все эти подразделения охарактеризованы ниже.

### **Факторы контроля оруденения, локальные перспективные площади и количественная оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых**

Несмотря на большое разнообразие полезных ископаемых, далеко не со всеми могут быть связаны перспективы прироста минерально-сырьевой базы региона. Из-за малых размеров объектов, низких содержаний полезного компонента или технологических сложностей при его извлечении, некондиционности руд (вредные примеси и проч.), плохих горно-геологических условий

для разведки, больших глубин залегания или отсутствия должной инфраструктуры (делающих нерентабельными добычу и транспортировку), невосребованности промышленностью и других негативных факторов бесперспективными могут считаться следующие виды минерального сырья: никель, кобальт, молибден, вольфрам, а также почти все неметаллические полезные ископаемые (кроме строительных и огнеупорных материалов, минеральных удобрений, драгоценных и поделочных камней). Условия локализации малых рудных объектов, а также общераспространенных видов сырья в той или иной мере освещены в предыдущей главе и далее не рассматриваются.

Среди твердых полезных ископаемых приоритетными для территории (в порядке значимости) являются калийно-магниевые соли, железо, медь, золото и платина (коренные и россыпные), алмазы (россыпные и коренные), хром, каменный и бурый уголь, бокситы, марганец, уран, редкие металлы и редкие земли, свинец, цинк; все они представлены как минимум одним месторождением. Ниже при описании благоприятных факторов размещения названные виды сырья даются в «традиционной» последовательности. Отметим, что часть перечисленных ископаемых (железо, уголь, соли, бокситы) известна с прошлых веков, месторождения давно эксплуатируются (многие выработаны), а рудные поля, площади угле- и соленакопления досконально изучены, в связи с чем возможности прироста ресурсов весьма ограничены.

Значительное число перспективных площадей, зафиксированных в графических материалах комплекта, выделено в процессе предшествующих работ: ГДП-200 (проводившемся на 18 объектах в 1995–2013 гг.), подготовки к изданию ГК-1000/3 смежных листов Р-40 (2003–2005 гг.) и О-41 (2006–2009 гг.), а также ГМК-500 на алмазы и платиноиды (2004–2006 гг.), охватившем в том числе и северную половину рассматриваемой территории. Для большинства этих локальных подразделений выполнена количественная прогнозная оценка ведущих полезных ископаемых по категории Р<sub>3</sub>; начиная с середины 2000-х годов для листов ГСР, представлявших в НРС, составлены и апробированы паспорта учета перспективных объектов. По результатам экспертизы отдельные паспорта были отклонены (и соответствующие объекты не поставлены на учет), а для некоторых таксонов изменены цифры (или категория) прогнозных ресурсов. Исходя из этого, на прогнозных схемах в зарамочном оформлении КЗПИ и в соответствующих таблицах (текстовые приложения к записке) даны лишь окончательные (утвержденные) значения ресурсов и только для принятых (имеющихся в базе данных) перспективных площадей.

**Каменный уголь.** Известные на территории объекты этого вида полезных ископаемых располагаются исключительно вдоль западной периферии Уральской складчатой системы. Здесь они относятся к формации энергетических углей; геолого-промышленный подтип – «каменных углей внешних прогибов». Среди критериев размещения определяющим является стратиграфический: все пласты рабочей мощности сосредоточены в западноуральской свите нижнего карбона. В пределах Белокатайско-Чусовской МЗ давно установлены два каменноугольных района – *Кизеловский* (3.1 УК/С<sub>1</sub>) и *Чусовской* (3.2 УК/С<sub>1</sub>). В первом (более северном), включающем восемь малых месторождений, основные промышленные запасы отработаны еще в советское

время; дальнейшая эксплуатация шахт была признана нерентабельной. Фигурирующие в последнем (1993 г.) «пятилетнем» территориальном отчете данные ресурсов по району (категорий  $P_1$  – 19 млн т,  $P_3$  – 35 млн т) на порядок меньше «остаточных» запасов, они относятся к низкокачественным углям и не могут рассматриваться всерьез. В Чусовском районе все три месторождения сосредоточены в северной его части и также в значительной степени выработаны; два из них в настоящее время законсервированы. Сведений о прогнозных ресурсах для данного таксона нет.

**Бурый уголь.** Мезозойская угленосность обусловлена сочетанием благоприятных тектонических, палеофациальных и палеоклиматических факторов (стабильный платформенный режим, прибрежно-бассейновые условия континентальной седиментации, теплый и влажный климат с обильной растительностью). Размещение угольных пластов контролируется отчетливой литолого-стратиграфической избирательностью – терригенные отложения с существенной ролью тонко- и мелкозернистых осадков в составе богословской, волчанской свит верхнего триаса и маловолчанской свиты нижней юры. Единственная локальная площадь – *Серовский бурогольный узел* (11.1.1 УБ/ $T_3$ – $J_1$ ) относится к Центрально-Тагильской МЗ; на рассматриваемую территорию таксон входит небольшой западной частью. В материалах ГК-1000/3 смежного листа О-41 оцененные прогнозные ресурсы категории  $P_3$  в целом по узлу составляют 4 млн т; при этом констатируется, что перспективы на уголь ограничены Волчанской депрессией. Для упомянутого фрагмента узла ресурсы «пропорционально» не перерассчитывались.

**Железо.** Широко распространено в регионе; входит в «титульный» индекс почти всех «доолигоценых» минерагенических зон. Поиски продуктивных тел облегчаются хорошей результативностью геофизических методов (высокоинтенсивные локальные магнитные аномалии – устойчивый косвенный признак). Подавляющее большинство железорудных объектов на территории листа относится к двум генетическим типам: магматическому и контактово-метасоматическому; для обоих главным рудоконтролирующим фактором является магматический. В позднеордовикских («надсубдукционных») оливиновых клинопироксенитах и горнблендитах качканарского комплекса титаномагнетитовая и магнетитовая минерализация является сингенетической, а основные интрузивы – одновременно рудогенерирующими и рудовмещающими. Все три известные локальные минерагенические таксоны – *Качканарский платиноносный титаново-ванадиево-железорудный узел* (10.0.2 Fe, V, Ti(Pt)/ $O_3$ ), *Висимский платино-железорудный узел* (10.0.5 Fe, Pt/ $O_3$ ) и *Первоуральская титаново-железорудная зона* (10.0.7 Fe, Ti/ $O_3$ ) находятся в Западно-Тагильской МЗ. Их металлоносность практически полностью определяется входящими в них одноименными крупными и средними месторождениями (в первом случае – одноименным рудным полем), запасы которых в значительной мере исчерпаны. Прогнозные ресурсы (как главного полезного ископаемого, так и сопутствующих компонентов) относятся только к категории  $P_1$ ; они подсчитаны для флангов и глубоких горизонтов месторождений (см. предыдущую главу); для железных руд Качканарского узла в сумме они составляют 3022,3 млн т. Перспективы выявления новых промышленных объектов отсутствуют [184].

Скарнообразование на территории листа «обеспечивают» в основном умереннощелочные интрузии среднего состава. Другим фактором контроля здесь выступает литологический: скарны образуются в существенно туфогенных пачках верхнего рифея (щегровитская свита), лудлова и пржидолия (верхи именовской и низы туринской свит), прорываемых соответственно кварцевыми сиенитами троицкого (поздний рифей) и сиенитами второй фазы кушвинского (ранний девон) комплексов. Из сказанного очевидно, что скарново-магнетитовое оруденение значимо проявлено в двух минерагенических зонах – Кваркушско-Каменногорской и Западно-Тагильской. Если в первой оно ограничено единственным малым месторождением, то во второй целая группа разноранговых железорудных месторождений (наряду с единичными объектами других металлов) объединяется в *Кушвинско-Тагильский золото-платиноносный марганцево-медно-железорудный узел* (10.0.4 Fe,Cu,Mn(Pt, Au)/O<sub>3</sub>-D<sub>1</sub>). Для различных «участков» в пределах таксона ресурсы железных руд оценивались только по высоким категориям; в частности по категории P<sub>2</sub> в сумме они составляют 130 млн т при среднем содержании железа 36 % [50].

Литолого-стратиграфическим фактором определяется локализация проявлений железа осадочного генезиса. В Белокатайско-Чусовской МЗ карбонатные породы койвенской свиты вмещают сидеритовую минерализацию, а ее терригенные пачки – оолитовое бурожелезняковое оруденение. В условиях даже небольшого усиления метаморфизма (докембрийские образования в пределах Кваркушско-Каменногорской МЗ) состав руд меняется: апотерригенные отложения басегской серии и вильвенской свиты включают гематит-магнетитовые пропластки. Серьезные перспективы с названными рудноформационными типами не связываются. Это же касается и бурожелезняковых объектов, сопряженных с поздне триасово-палеогеновыми корами выветривания. И там, и там локальные минерагенические таксоны не выделяются, ресурсы железных руд не подсчитывались.

**Хром.** И для этого полезного ископаемого главенствующий рудоконтролирующий фактор – магматический: хромиты локализуются исключительно в ультрамафитах. Формирование рудных скоплений связывается с дифференциацией мантийного вещества на ультраосновную и основную составляющие при его выведении в верхние горизонты коры во время рифтинга (здесь – дважды: в конце рифея и середине ордовика). На территории листа промышленные концентрации хромитов связаны только с первым событием; рудные объекты установлены в Кваркушско-Каменногорской МЗ. Цепочка хромитоносных тел, сложенных расслоенными гипербазитами (дуниты-перидотиты-пироксениты) вытянута вдоль субмеридионального долговливающего разлома.

*Сарановский платино-хромоворудный узел* (5.0.1 Cr,Pt/Rf<sub>3</sub>) располагается в центре минерагенической зоны; в него входят два месторождения и несколько мелких объектов. Таксон выделен при ГДП-200 и подготовке к изданию листа О-40-ХVII (комплект утверждён НРС Роснедра в 2004 г.). Прогнозные ресурсы хромитов, оцененные по категории P<sub>3</sub> до глубины 700 м (метод аналогии, эталонный объект – Сарановское месторождение) выражаются цифрой 12 млн т, ресурсы той же категории для сопутствующих МПГ – 6 т; рекомендованы крупномасштабные специализированные поиски второй очереди. Позднее для «Промежуточного участка», расположенного между

двумя месторождениями, по четырем «блокам» проведен расчет прогнозных ресурсов категории  $P_1$ , которые в сумме составили 2,68 млн т при среднем содержании  $Cr_2O_3$  37,3%; они положительно апробированы в профильной организации (протокол № 8 от 20.03.2012 г. заседания секции Ученого совета ВИМС по геологии черных, цветных и легирующих металлов и неметаллического сырья).

**Марганец.** Объекты этого металла, принадлежащие к двум «перспективным» генетическим типам, сосредоточены в западной половине и на крайнем востоке площади листа. В обоих основным фактором, контролирующим размещение руд, считается литолого-стратиграфический. В провинции Русской плиты (по обе стороны от единственной здесь минерагенической зоны) располагаются два локальных таксона. *Павловский марганцеворудный узел потенциальный* (0.0.1 Мп/ $P_2$ ) находится вблизи западной рамки листа; включает три проявления марганцевой терригенной формации, локализованные в алевропелитах и песчаных алевролитах «белухинской пачки» – части разреза уржумской свиты средней перми. Узел (как и входящие в него объекты) выделен при ГДП-200 листа О-40-ХІХ, завершено в 2004 г. Подсчитанные для конкретных проявлений авторские прогнозные ресурсы категории  $P_2$  в сумме составляют 0,6 млн т руды [45].

*Иренский марганцеворудный узел потенциальный* (0.0.2 Мп/ $P_1$ ) площадью 933 км<sup>2</sup> выделен авторами в рамках данного объекта при подготовке к изданию листа О-40 ГК-1000/3. Он включает в себя два проявления марганцевой карбонатной формации, открытых и изученных А. В. Голдобиным в конце 1960-х годов при специализированных поисках. Марганцевая минерализация приурочена к брекчированным известнякам и карбонатным брекчиям в филипповской и иренской свитах нижней перми. Содержание марганца во вмещающих известняках достигает 3,61%, в окисленных (порошковых) рудах оно колеблется в диапазоне 0,84–17,2%. Минерализованная полоса прослежена на 80 км – от села Орда до дер. Верхняя Ирень. Оценка ресурсов категории  $P_3$  марганцевых руд выполнена методом аналогии. За эталонный объект принят расположенный на западе Челябинской области Улутеляжско-Ашинский фосфорито-марганцеворудный узел (включающий недавно открытое разновозрастное месторождение Трехгранное того же рудноформационного типа) с площадной удельной продуктивностью аналога 120 тыс. т/км<sup>2</sup>. Выполнив прогнозирование, следует ориентироваться на порошковые руды марганца, площадь распространения которых занимает примерно треть территории таксона. При коэффициенте подобия 0,5 прогнозные ресурсы категории  $P_3$  марганцевых руд Иренского узла составят: 120 тыс. т/км<sup>2</sup> × 933 км<sup>2</sup> × 0,33 × 0,5 = 18 473 тыс. т (≈ 18 млн т). В качестве дальнейших детализационных исследований предлагаются поисковые и оценочные работы второй очереди. На перспективный объект составлен паспорт, при его экспертизе в отделе металлогении ФГУП «ВСЕГЕИ» ресурсы утверждены в авторском варианте оценки и рекомендованы к постановке на региональный учет.

К вулканогенно-осадочному генетическому типу относятся немногочисленные объекты марганцевой терригенно-кремнистой формации, располагающиеся в Западно-Тагильской МЗ. Единственное месторождение входит в вышеописанный «существенно железорудный» Кушвинско-Тагильский узел.

Оно сосредоточено в осадочно-вулканогенной туринской свите пржидолия–лохкова, отнесено к барит-марганец-полиметаллическому (атасуйскому) геолого-промышленному типу. В отличие от «скарнового» железа и других металлов, входящих в узел, для марганца по ряду локальных «площадей» и «участков» подсчитывались прогнозные ресурсы категории  $P_3$ , суммарное количество которых составляет 1,5 млн т металла при среднем содержании марганца в руде 10 % [44, 256]. Названный тип оруденения здесь изучен слабо, поэтому не исключается возможность обнаружения новых месторождений. Что касается единичных проявлений марганца в корях выветривания, локализованных в Кваркушко-Каменногорской МЗ, то по ряду факторов данная рудная формация там не считается перспективной.

**Медь.** Для региона является вторым по значимости (после железа) металлическим полезным ископаемым. На территории листа представлена семью генетическими типами; большой набор рудных формаций обусловлен многообразием остановок металлогенеза. На Урале приоритетным рудноформационным типом давно признан медно-колчеданный; здесь к нему относится наибольшее количество объектов меди самого различного ранга, все они сосредоточены в Западно-Тагильской МЗ. В их размещении отчетливо проявлены стратиграфический и литолого-петрографический факторы, имеющие региональное значение. Медное (и цинково-медное) оруденение пространственно и генетически связано с контрастной базальт-риолитовой формацией позднего ордовика–раннего силура; ее выражением на рассматриваемой территории являются шемурский и отчасти павдинский вулканические комплексы. Колчеданные руды локализуются преимущественно в кислых эффузивных и экструзивно-жерловых образованиях (дациты, плагиориолиты и т. п.). В пределах упомянутой зоны здесь выделяются три «среднеранговые» перспективные площади.

*Валенторский золото-цинково-меднорудный узел (10.0.1 Cu,Zn,Au/S<sub>1</sub>),* расположенный в северо-восточном углу листа, помимо малых объектов включает два эксплуатируемых месторождения; колчеданное оруденение приурочено к верхам шемурской и низам павдинской свит. Поисковыми признаками (кроме прямых) считаются контрастные геохимические ореолы, а также локальные геофизические аномалии – комплексные (МПП, ВП, ВЭЗ) и гравиметрические. На начало текущего века МПР РФ были учтены (протокол № 7-11/0347 от 12.08.2003 г.) прогнозные ресурсы категории  $P_3$  меди и цинка в количестве (соответственно) 400 и 450 тыс. т; они соотнесены с совокупной областью распространения Валенторской, Елво-Кушвинской и Йовской вулканогенно-тектонических структур [257]. При ГДП-200 листа О-40-VI, завершено в 2009 г., площадь развития потенциально колчеданноносной шемурской свиты была существенно расширена (за счет ошибочно выделяемой ранее польинской свиты); следствием этого явилась переоценка ресурсов категории  $P_3$  методом аналогии (эталонный объект – находящееся в пределах узла Валенторское среднее месторождение). Для расчета использовалась формула Быховера [117] при следующих исходных параметрах: уточненная площадь узла – 850 км<sup>2</sup>; удельная площадная продуктивность эталонного объекта – 450 тыс. т руды/км<sup>2</sup>; среднее содержание металла в руде: Cu – 2,35 %, Zn – 2,64 %; коэффициент прогнозной рудоносности – 0,15; коэффициент надеж-

ности прогноза – 0,4. Ресурсы категории  $P_3$  составили: медь – 520 тыс. т, цинк 585 тыс. т. Подсчет ресурсов той же категории для сопутствующего золота проведен, исходя из среднего содержания металла в рудах Валенторского месторождения (1,4 г/т) и предполагаемой общей рудной массы в одноименном узле (23 млн т); результат – 32 т. Паспорт перспективного объекта апробирован в ФГУП «ВСЕГЕИ»; ресурсы утверждены НРС Роснедра (при рассмотрении подготовленного к изданию комплекта ГК-200/2 листа О-40-VI) в авторском варианте оценки. Эти же значения приняты и в данной работе. Ранее для четырех проявлений оценены и утверждены территориальной организацией по недропользованию прогнозные ресурсы категории  $P_2$  тех же металлов, в сумме составляющие: медь – 200 тыс. т, цинк – 250 тыс. т. Впоследствии при проведении оценочных работ на одном из этих объектов («Галкинская площадь») ресурсы цинка подсчитаны по категории  $P_1$  – 291,1 тыс. т; ресурсы меди не учитывались из-за содержания ее в рудах ниже бортового.

*Кабанская цинково-меднорудная зона потенциальная (10.0.3 Cu,Zn/O<sub>3</sub>)* выделена при среднемасштабном геологическом доизучении и подготовке к изданию ГК-200/2 листа О-40-XVIII, апробированного НРС Роснедра в 2000 г. Она вмещает два медноколчеданных проявления, локализованные в нижнешемурской подсвите. Немногочисленные рудные тела, как правило, ориентированы субсогласно контактовой поверхности «реликтовых» рудоподводящих каналов в вулканических постройках. Минерализованные зоны четко фиксируются всеми электроразведочными методами. Одним из главных поисковых критериев является геохимический – полиэлементный состав аномалий, «классический» набор и соотношение надрудных (Ag, Ba, Zn, Cd), рудных (Cu) и подрудных (Co, Mo, Sn) элементов. Перспективы площади на выявление новых скоплений колчеданных руд ограничены; таковые предполагаются лишь на глубинах свыше 500 м [44]. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  не оценивались. Указанный таксон сохранен на картах и схемах как элемент минерагенического районирования.

*Левихинская золото-цинково-меднорудная зона (10.0.6 Cu,Zn,Au/O<sub>3</sub>)* включает два средних колчеданных месторождения и несколько проявлений золото-кварцевой формации. Как локальное подразделение минерагенического районирования выделена при ГДП-200 листов О-40-XXIV и -XXX, проведенном на рубеже веков. Условия размещения объектов меди сходны с теми, что установлены для Кабанской рудной зоны. Перспективы таксона на выявление новых цинково-медно-колчеданных концентраций невелики в силу практически полной отработки имеющихся месторождений и достаточно хорошей изученности рудных полей. При проведении оценочных работ на северном фланге Ново-Шайтанского месторождения прогнозные ресурсы категории  $P_1$  составили: руда – 8522 тыс. т; Cu – 6,7 тыс. т; Zn – 131,4 тыс. т; Pb – 5,2 тыс. т; Au – 9,45 т; Ag – 190,83 т. Ресурсы категории  $P_3$  для зоны не определялись.

На территории той же Западно-Тагильской МЗ в дважды упоминаемый выше «комплексный» Кушвинско-Тагильский рудный узел входит крупное (в значительной мере отработанное) месторождение меди – единственный объект медно-титан-ванадиевой мафитовой формации. Его локализация пространственно и генетически связана с раннесилурийским косьвинским ком-



плексом умереннощелочных тылаитов. Существующие прогнозные оценки касаются только высоких категорий ресурсов. Из-за резкой ограниченности распространения подобной минерализации на площади узла ресурсы категории  $P_3$  не оценивались.

Основным фактором, определяющим размещение объектов формации медистых песчаников и сланцев, безусловно является литолого-стратиграфический. Подавляющее их большинство сосредоточено в шешминской свите верхов нижней перми, преимущественно в сероцветных терригенных (существенно псаммитовых) отложениях. Вопреки известному скепсису по отношению к медистым песчаникам («разрабатываемым» еще с бронзового века), перспективы этого рудноформационного типа нельзя считать полностью исчерпанными.

В Средне-Предуральской МЗ внутри Верхнекамского соленосного бассейна выделяется *Березниковская меднорудная зона потенциальная* (2.1.1 Cu/ $P_1$ ), включающая 10 проявлений. Область развития меденосных пород контролируется платформенными структурами II порядка – валами (Камско-Вишерским, Березниковским и Игумским, выделяемым по кровле нижней перми), осложняющими западный борт Соликамской впадины. Площадь достаточно «разбурена» – как при поисковых работах на медь, так и при разведке калийных солей; граница рудной зоны оконтуривается изолинией концентрации металла 0,1%. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  до глубины 600 м при допускаемой средней мощности меденосного пласта 0,64 м и средневзвешенном содержании меди 0,54% составляют 2700 тыс. т [250].

Другие формации (естественного происхождения) – медно-кварцевая жильная, меднорудная скарновая, медно-порфировая представлены единичными проявлениями. В моноэлементные локальные минерагенические таксоны они не группируются, а в «комплексных» рудных узлах (зонах) не имеют определяющего значения. Перспективы прироста минерально-сырьевой базы территории с этими типами оруденения не связываются.

**Свинец, цинк.** Более или менее значимые концентрации этих металлов установлены только для стратиформных рудноформационных типов. Главнейшим рудоконтролирующим фактором здесь является литолого-стратиграфический – отчетливая приуроченность к тем или иным таксонам местной (или общей) шкалы; при этом рудогенерирующие источники обычно не определены. Для апокарбонатного полиметаллического оруденения важная роль в его локализации традиционно отводится геохимическим барьерам на границах литологически разнородных сред. Свинцово-цинковая карбонатная формация в пределах территории выражена одним малым объектом на южном окончании Кожимско-Висимской МЗ. Для Уткинского проявления, приуроченного к эйфельским известнякам (бийская свита), подсчитаны прогнозные ресурсы категории  $P_2$  названных металлов, которые (при «суммарном» среднем содержании 3,5%) составляют 130 тыс. т условного цинка [50]. Свинцово-цинковая метатерригенная формация представлена двумя проявлениями и одним пунктом минерализации в Уфалейской МЗ; они территориально входят в подчиненную Хомутовско-Каменскую потенциальную рудную зону (с ведущей редкометалльно-редкоземельной специализацией). Малые объекты локализованы в апотерригенных метаморфитах среднери-

фейской куртинской свиты. Оценка прогнозных ресурсов цветных металлов не проводилась. В Западно-Тагильской МЗ (неоднократно упомянутый Кушвинско-Тагильский узел) стратиформное полиметаллическое оруденение проявлено в ассоциации с объектами марганца; относится к барит-свинцово-цинковой вулканогенно-терригенно-кремнисто-карбонатной формации, размещается в туринской свите пржиждолия–лохкова. На Казанском и Липовском «участках» (каждый площадью первые км<sup>2</sup>) ресурсы свинца и цинка оценены по категории Р<sub>2</sub> до глубины 150 м [44]. Они составили: для свинца – 65 тыс. т (при среднем содержании 0,43 %), для цинка – 225 тыс. т (среднее содержание – 1,7%); эти значения утверждены территориальной организацией по недропользованию [256], ресурсы категории Р<sub>3</sub> не определялись. Немногочисленные «жилые» проявления указанных элементов (локализованы преимущественно в Кожимско-Висимской МЗ) серьезных перспектив не имеют.

**Алюминий.** Размещение на территории бокситовых рудных объектов определяется литолого-стратиграфическим фактором – это существенно карбонатные или, напротив, терригенные отложения двух региональных уровней (соответственно): эмско-раннейфельского и позднетриасового. Подавляющее большинство месторождений и проявлений располагается в Центрально-Тагильской МЗ, представленной здесь на северо-востоке площади листа своей западной периферией; входящие в нее локальные минерагенические таксоны также выражены фрагментарно.

В пределах *Ивдельско-Туринского золото-железо-алюминиеворудного района* (11.1 Al,Fe,Au/D,T<sub>3</sub>) в промежутке между двумя узлами локализовано малое месторождение бокситовой латеритной формации. Оно приурочено к пестроцветным глинам подошвы верхнетриасовой веселовской свиты, залегающей на эйфельских известняках. Прогнозные ресурсы бокситов для рудного района в целом не оценивались [37].

*Богословский алюминиеворудный узел* (11.1.2 Al/D<sub>1-2</sub>) как локальный минерагенический таксон данного ранга выделен при подготовке к изданию ГК-1000/3 смежного с востока листа О-41 (комплект издан в 2011 г.); на рассматриваемой территории вмещает одноименное малое месторождение (снятое с баланса) и один пункт минерализации. Бокситоносность связана преимущественно с двумя «горизонтами» (тотинским и шайтанским), первый из которых залегает внутри, а второй – в основании эмских отложений (вагранская свита). Оруденение отнесено к бокситовой карбонатной формации. В 1993 г. при очередной «пятилетней» оценке ресурсов перспективы «площадей», вмещающих названные горизонты (а следовательно и узла в целом) Уралгеолкомом признаны отрицательными. В федеральной базе прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> по данному таксону не числятся. Несколько проявлений бокситовой терригенной формации располагаются в Белокатайско-Чусовской МЗ и связаны с пашийской свитой живета.

**Редкие металлы и редкие земли.** Наиболее крупный объект данной подгруппы полезных ископаемых (единственное месторождение стронция целестиновой сульфатно-карбонатной формации) локализован в Средне-Предуральской МЗ, в поле развития гипсоносно-соленосной кошелевской свиты нижней перми. В его образовании важная роль принадлежит эпигенетическим (в частности гидрогенно-инфильтрационным) процессам. Локальные

перспективные площади не выделены; прогнозные ресурсы категории  $P_3$  не оценивались. Единичные проявления «стратиформного» иттрия (в Кваркушско-Каменногорской и Кожимско-Висимской МЗ) приурочены к существенно терригенным пачкам в стратонах нижнего венда и девона.

В Уфалейской МЗ находится *Хомутовско-Каменская полиметаллически-ниобиево-иттриеворудная зона потенциальная* (9.0.1 Y,Nb,Zn/RF<sub>2</sub>,C<sub>1-2</sub>,MZ). «Первичное» оруденение Nb и TR относится к редкоземельно-редкометалльной апогранитовой формации. Основными факторами, контролирующими его размещение, являются эндогенные – магматический (рудогенерирующие умереннощелочные кислые интрузии ранне-среднекаменноугольных хомутовского комплекса и кордонокаменских субвулканических образований), а также гидротермально-метасоматический (рудоносные и рудовмещающие альбититы, жильные штокверки). Особой избирательности стратифицируемых подразделений в локализации оруденения не выявлено. В нынешних границах рассматриваемый локальный таксон оконтурен по результатам ГДП-200, проведенного на двух листах в начале 2000-х годов. При более ранних поисковых работах [310] здесь выделялись две «редкометалльные зоны» (Каменская и Гладкинско-Хомутовско-Омутнинская), соответствующие полюсам преобладающего развития тел того или другого из упомянутых комплексов. Впоследствии всем проявлениям и геохимическим аномалиям в отношении первичных руд дана отрицательная оценка. Перспективы сохраняются лишь для гипергенной минерализации редких земель (и некоторых редких металлов), сосредоточенной в корах выветривания интрузивных пород. Фигурирующие в литературных источниках «объединенные ресурсы» двух категорий ( $P_2 + P_3$ ) составляют: сумма оксидов редких земель – 83,8 тыс. т (в т. ч. для Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 41,9 тыс. т), окись циркония – 270 тыс. т [246]; эти значения и приведены в материалах комплекта. Для наиболее перспективного «Хомутовского участка» прогнозные ресурсы категории  $P_2$  тех же элементов соответственно – 78 тыс. т (39 тыс. т) и 219,6 тыс. т.

**Золото и платина (коренные).** В регионе относятся к числу ведущих и широко распространенных полезных ископаемых; в пределах Урало-Новоземельского пояса проявления этих металлов (особенно золота) встречаются почти во всех его минерагенических зонах. «Концентрированная» благороднометалльная минерализация часто образует самостоятельные рудные объекты; нередки и случаи, когда золото и платиноиды присутствуют в качестве сопутствующих компонентов металлических месторождений другой специализации (в частности титан-магнетитовых и медноколчеданных – см. выше).

Для платиноидов (с попутным золотом) рудоконтролирующие факторы в целом определяются вполне отчетливо: магматический (хром-платинометалльная мафит-ультрамафитовая формация в связи с позднеордовикским качканынским и раннесилурийским тагило-кытлымским комплексами) или литолого-стратиграфический (малые объекты гидротермально-осадочного типа, приуроченные к углеродистым сланцам керносской и вильвенской свит нижнего венда, а также «маркирующие глины» соленосной березниковской свиты нижней перми).

Факторы, которыми определяется локализация золоторудных объектов, не столь однозначны. Если для золотоносных конгломератов (здесь – убогая минерализация в линзах псефитов шешминской свиты) литологический контроль зафиксирован уже в названии рудной формации, а для проявлений гидротермального плутоногенного типа (на площади листа он сильно редуцирован) источник рудоносных метасоматитов и гидротермалитов определяется достаточно уверенно, то удаленные от интрузий объекты (как правило, золото-сульфидной или золото-кварцевой формаций) не обнаруживают заметных генетических связей с магматитами и обычно рассматриваются как «телетермальные».

Два малых месторождения и три проявления, относимые к последнему из названных рудноформационному типу, объединяются в «трансзонный» *Кедровско-Промысловский золоторудный узел* (0.0.6 Au/Є<sub>3</sub>–O,P), как локальный минерагенический таксон данного ранга он выделен по результатам ГДП-200 листа O-40-XVIII. Золоторудные объекты сосредоточены преимущественно в кварцевых (или альбит-кварцевых) жилах среди окварцованных и пиритизированных апотерригенных сланцев колпаковской свиты. Минерализация (по крайней мере, частично) может быть связана с гипабиссальным ломовским гранитовым комплексом позднего ордовика. Отмечается приуроченность месторождений и проявлений к зонам двух продольных региональных разломов; определенный объем жильного окварцевания может быть связан с герцинской коллизионной активизацией. При апробации на НРС МПР РФ (2000 г.) подготовленной к изданию ГК-200/2 упомянутой трапеции прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> для коренного золота утверждены в количестве 10 т; суммарные ресурсы категории P<sub>2</sub> в пределах узла составляют 15 т [44].

В рамках подготовки к изданию ГК-1000/3 листа O-40 для южной части *Верхнекамского соленосного бассейна* (2.1 crl,sy,hl(Pt,Pd)/P<sub>1</sub>) площадью 3354 км<sup>2</sup> впервые оценены прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> платины, палладия и золота. Промышленные (и близкие к промышленным) концентрации благородных металлов сравнительно недавно были обнаружены в пласте «маркирующих глин» среди «соленосной толщи» одноименного месторождения [91, 154]; названный пласт распространен в пределах всего бассейна. Геолого-промышленный тип для подобных условий оруденения не известен, эталонные объекты отсутствуют. Оценка ресурсов категорий P<sub>3</sub> выполнена путем сравнения прогнозируемого объекта (ранг рудного района или крупного рудного узла) с расположенной внутри него площадью гораздо меньшего размера (45,4 км<sup>2</sup> – ранг рудного поля), за которую принимается территория Первого рудника Верхнекамского месторождения солей; плотность сети опробования позволяет провести там прямой расчет ресурсов категории P<sub>2</sub>. При средней мощности рудовмещающего пласта 1 м, средней плотности глин 2,3 т/м<sup>3</sup>, среднем содержании металлов (платина – 0,39 г/т, палладий – 3,02 г/т; золото – 0,76 г/т) и двух понижающих коэффициентах: «достоверности» – 0,5 (недостаточная изученность распределения минерализации по площади пласта) и «неравномерности» – 0,6 (учитывает отработанную часть пространства рудника при добыче калийных солей) они составят: Pt – 12,22 т; Pd – 946,04 т; Au – 23,81 т. Соответственно площадная удельная продуктивность перечисленных металлов следующая: 0,269 т/км<sup>2</sup>; 2,083 т/км<sup>2</sup>;

0,525 т/км<sup>2</sup>. При подсчете прогнозных ресурсов категории P<sub>3</sub> использован «коэффициент рудоносности» 0,1 («переходный» между продуктивностью объектов различного ранга и ресурсами разных категорий). Таким образом, они составят:

$$Pt: 3354 \text{ т/км}^2 \times 0,296 \text{ т/км}^2 \times 0,1 \approx 90 \text{ т}$$

$$Pd: 3354 \text{ т/км}^2 \times 2,083 \text{ т/км}^2 \times 0,1 \approx 699 \text{ т}$$

$$Au: 3354 \text{ т/км}^2 \times 0,525 \text{ т/км}^2 \times 0,1 \approx 176 \text{ т}$$

Для дальнейшего изучения прогнозируемого объекта рекомендуются оценочные работы первой очереди (с одновременным совершенствованием технологии извлечения благородных металлов). На перспективную площадь составлен паспорт; по результатам апробации (отдел металлогении ФГУП «ВСЕГЕИ») названные ресурсы приняты в авторской оценке и рекомендованы для постановки на федеральный учет.

**Золото и платина (россыпные).** На Урале распространены столь же масштабно, как и вышеописанные рудные объекты благородных металлов. В отдельных пространствах (здесь – у северной рамки листа) ассоциация россыпей и коренных источников настолько тесная, что они объединяются в «руднороссыпные» районы, узлы, поля. В горной части листа О-40 промышленные содержания металлов связаны преимущественно с аллювиальными россыпями (долинный и террасовый типы); ложковые россыпи обычно менее продуктивны. К важным факторам, контролирующим россыпеобразование, относится геоморфологический. В частности благоприятной обстановкой для формирования террасовых комплексов является область сочленения зон Уральского кряжа и педимента (на востоке), а на западе – уступообразные переходы от остаточных гор к предгорьям; сопутствующее этому резкое изменение продольного и поперечного профиля речных долин способствует повышению концентрации осаждаемых золота и платины в связи с изменением скорости водных потоков. Еще одним фактором, «работающим» на россыпную продуктивность, является совмещение позднекайнозойских долин с тальвегами более древних (мезозойских) эрозионно-структурных депрессий. В качестве регионального критерия рассматривается наличие на территории довольно многочисленных интрузий: потенциально золотоносных кислых (особенно умереннощелочных) и платиноносных «расслоенных» ультрамафит-мафитовых ассоциаций.

В Западно-Уральской россыпной МЗ выделяются четыре «комплексных» узла (с ведущей ролью золота), сгруппированные в Койвинско-Чусовской алмазо-золотороссыпной район; все локальные таксоны выделены при ГДП-200 в начале «нулевых» годов. Для двух потенциальных узлов (13.1.3 и 13.1.4) прогнозная оценка россыпной золотоносности не проводилась (подсчитывались только ресурсы алмазов – см. ниже). В пределах *Ашкского алмазо-золотороссыпного узла* (13.1.2 Au,di) на обеих россыпях, проходивших дражную отработку более полувека назад, ресурсы золота оценены только по категории P<sub>1</sub>; в сумме они составляют 0,28 т [215, 220]. *Койвинский алмазо-золотороссыпной узел* (13.1.1 Au,di) включает несколько россыпей самого различного ранга. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> россыпного золота в целом для таксона – 1,83 т [43, 44]; суммарные ресурсы высоких категорий составляют P<sub>1</sub> – 1,18 т; P<sub>2</sub> – 2,07 т [291, 301].

К Восточно-Уральской платино-золотороссыпной МЗ на рассматриваемой территории принадлежат девять россыпных узлов (все – в Свердловской области); четыре из них существенно «золотые», два – преимущественно «платиновые», три – комплексные. Как и в предыдущем случае, в принятую сейчас таксономию элементов минерагенического районирования они «оформлены» по результатам ГДП-200 на семи объектах у восточной рамки трапеции О-40. Подавляющее большинство этих работ завершено в начале века (2000–2004 гг.); последним из этой группы на НРС Роснедра рассматривался подготовленный к изданию комплект ГК-200/2 листа О-40-VI (2009 г.). Среди входящих в узлы россыпных месторождений многие давно отработаны или (с небольшими остаточными запасами) законсервированы. Тем самым перспективы этих хорошо изученных территорий на прирост сырьевой базы благородных металлов, естественно, резко снижены; лишь по трем локальным таксонам выполнена прогнозная оценка ресурсов категории  $P_3$ . Так, для южной части *Сосьвинско-Вагранского платино-золотоносного руднороссыпного узла потенциального* (14.1.1 Au,Pt), входящего в Вижайско-Вагранский руднороссыпной район (и имеющего здесь общую с ним границу), ресурсы категории  $P_3$  россыпного золота составляют 0,7 т; в основном они «обеспечиваются» долинами р. Каква и ее крупных притоков с расчетным средним содержанием металла на массу 200 мг/м<sup>3</sup> [37]. Еще на двух сближенных площадях ресурсы названной категории подсчитаны для платины [41], получены данные, утвержденные НРС: *Большеняминский золото-платинороссыпной узел* (14.0.3 Pt,Au) – 0,5 т; *Исовский платинороссыпной узел* (14.0.4 Pt) – 2,1 т; в них же суммарные ресурсы категории  $P_1$  составляют (соответственно): Pt – 0,645 т и Au – 0,4 т; категории  $P_2$ : Pt – 1,14 т. Для остальных локальных таксонов известны только ресурсы высоких категорий, рассчитанные в процессе поисковых и разведочных работ [228, 229, 264, 278, 310, 315, 323]; суммарные их количества зафиксированы в материалах ГК-200/2: *Кытлымский платинороссыпной узел* (14.0.1 Pt) – категории  $P_1$ : Au – 1 т, Pt – 0,05 т; *Краснотуринский золотороссыпной узел* (14.0.2 Au) – категории  $P_2$ : Au – 1,2 т; *Кварцевогорский золотороссыпной узел* (14.0.5 Au) – категории  $P_1$ : Au – 0,32 т, категории  $P_2$ : Au – 0,4 т; *Лайско-Баранчинский платино-золотороссыпной узел потенциальный* (14.0.6 Au, Pt) – категории  $P_2$ : Au – 0,22 т, Pt – 0,68 т; категории  $P_3$ : Au – 0,42 т, Pt – 0,39 т; *Невьянский золотороссыпной узел* (14.0.7 Au) – категории  $P_1$ : Au – 1,3 т; *Шишимский золотороссыпной узел* (14.0.8 Au) – категории  $P_1$ : Au – 3,2 т, МПГ – 0,262 т.

**Уран.** Исключая из рассмотрения гидрогенно-инфильтрационный тип (представлен здесь одним проявлением в Кожимско-Висимской МЗ), можно констатировать, что все перспективы территории связываются с объектами *ураново-редкоземельной палеодолинной формации*. Стратиграфический и литологический факторы контроля проявлены очень отчетливо. Хотя на востоке провинции Русской плиты «рассеянная» урановая минерализация отмечена в довольно широком возрастном диапазоне (кунгурский–северодвинский века), основной объем оруденения локализуется в уржумской свите средней перми. Среди рудовмещающих пород резко доминируют сероцветные песчано-алевритно-глинистые отложения, сопоставляемые со старичными фациями

древних речных долин, формировавшихся в платформенных условиях при низких скоростях течения водотоков.

Единственный локальный таксон – *Черепановский урановорудный узел* (0.1.1 U/P<sub>2</sub>) расположен у западной границы площади и представлен почти целиком; он вмещает одноименное малое месторождение. Узел входит в Вятско-Камский (Верхне-Камский) урановорудный район, продолжающийся за рамку трапеции. Приводимые в материалах ГК-200/2 листов О-40-XXV и -XIX (рассмотрены НРС Роснедра в 2005 г.) со ссылкой на первоисточник [250] прогнозные ресурсы урана категории Р<sub>3</sub> в полном контуре рудного района составляют 90 тыс. т (ВИМС, Протокол № 10 от 2.12.2008 г.). Ресурсы определялись методом экспертных оценок. Учитывая, что площадь Вятско-Камского урановорудного района равна 60 000 км<sup>2</sup>, удельная продуктивность для урана составит: 90 тыс. т : 60 000 км<sup>2</sup> = 0,0015 тыс. т/км<sup>2</sup>. Площадь *Черепановского урановорудного узла* в границах листа составляет 6000 км<sup>2</sup>. Прогнозные ресурсы урана категории Р<sub>3</sub> при коэффициенте достоверности прогноза 0,8 оцениваются: 0,0015 тыс. т/км<sup>2</sup> × 6000 км<sup>2</sup> × 0,8 = 7,2 тыс. т.

**Алмазы.** К концентрированию этого минерала в верхних горизонтах коры «причастны» две группы факторов – эндогенные и экзогенные. Из числа первых достоверно установлены алмазоносные кимберлитовые брекции и «флюидолиты» (туффзиты и т. п.), к предполагаемым (невскрытым) относятся «полноценные» кимберлитовые трубки, а также гипабиссальные тела лампроитов и лампрофиров. Среди экзогенных процессов ведущая роль, безусловно, принадлежит россыпеобразованию. Пространственное совмещение алмазоносных россыпей и коренных источников проявлено на рассматриваемой территории, пожалуй, еще более отчетливо, чем в случае с благородными металлами; поэтому значительная часть локальных площадей с концентрацией месторождений алмазов и (или) их прямых и косвенных признаков выделена в статусе руднороссыпных узлов. Учитывая резкодискретную полихронность названных таксонов (как следствие – принадлежность сразу к обоим принятым в СЛ возрастным интервалам районирования), а также (на Урале) нередкие пересечения их контурами границ известных минерагенических зон, они классифицируются как отдельная группа узлов (районов), не соподчиненных с главными минерагеническими подразделениями (за исключением провинций).

В пределах провинции Русской плиты располагается *Косинский алмазородный узел потенциальный* (0.0.3 di/P<sub>3</sub>-J). На территорию листа (северо-западный угол) он входит своим юго-восточным окончанием. Ранее А. М. Зильберманом [244] по геофизическим данным в истоках р. Кама и ее левого притока (р. Коса) было околонуено Косинское прогножное поле; основанием для этого послужила крупная (90 × 55 км) положительная гравитационная аномалия, трактуемая как «инородный мантийно-коровый объект»; последний включает в том числе блок пород осадочного чехла (мощностью 2,5–2,9 км), представленный в кровле стратонами верхней перми и нижнего триаса. По автору, позднепермско-триасовый возраст имеют и предполагаемые сближенные кимберлитовые трубки, пространственно сопоставляемые с центром аномалии. Впоследствии при минералогическом анализе опробованных на этом участке юрских отложений были обнаружены спутники алмаза: пи-

ропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды [125], а также мелкие кристаллы алмазов [120]. Учитывая наличие (по данным составителей записки) жил флюидно-эксплозивных пород в терригенных отложениях триаса и юры, не исключается и выявление алмазоносных их разновидностей. В ранге потенциального узла данная перспективная площадь выделена при ГДП-200 листов О-40-I и О-39-VI, завершено в 2000 г. В целом его площадь остается слабо исследованной в отношении поисков как кимберлитовых трубок, так и туффзитов; явно недостаточно изучен здесь и аллювиальный комплекс – возможный источник россыпной алмазоносности. Оценка прогнозных ресурсов узла не проводилась.

Несколько «комбинированных» локальных таксонов располагается и в северной части площади листа, вблизи границы провинции и пояса (как по обе стороны, так и пересекая ее). *Усольский алмазородно-россыпной узел потенциальный* (0.0.4 di/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>,P<sub>3</sub>-Q) в принятых границах выделен при ГДП-200 листов О-40-X и -XVI (подготовленные к изданию комплекты Госгеолкарты апробированы НРС Роснедра в 2010 г.); рассматривается как перспективный в отношении коренных источников кимберлитового и лампроитового типа (с возрастом, тождественным чикманскому комплексу), а также россыпных алмазов в куртамышской и наурзумской свитах кайнозоя. Прямыми признаками являются находки своеобразных (высокомагнезиальных низкожелезистых, низкокальциевых) оливинов в шлиховых пробах из аллювия современных водотоков; по мнению Л. И. Лукьяновой (ВСЕГЕИ), ряд признаков свидетельствует о ближнем их сносе. Данные минералогического и микрозондового анализов подтверждают наличие высокомагнезиального оливина в ассоциации с высокобарическим хромдиопсидом, пикроильменитом и пиропом, что предполагает присутствие на площади узла алмазоносных пород кимберлит-лампроитового ряда. Здесь допускается наличие двух кимберлитовых (лампроитовых) трубок; при расчетном среднем радиусе продуктивного тела 170 м объем горной массы каждой до прогнозной глубины 400 м определяется в 30 млн т. Исходя из предполагаемого среднего содержания алмазов 0,5 карат/т и коэффициента достоверности 0,5, прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> коренных алмазов (утвержденные НРС Роснедра) составили:  $(30 \times 0,5 \times 0,5) \times 2 = 15$  млн карат. Ресурсы той же категории для россыпных алмазов оценены в 1,23 млн карат. Рекомендовано проведение на территории узла крупномасштабных аэромагнитометрических исследований и специализированных поисковых работ первой очереди. Расположенный южнее в сходной геологической обстановке *Мысовско-Шушпанский алмазородно-россыпной узел потенциальный* (0.0.5 di/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>,P<sub>3</sub>-Q) также выделен при ГДП-200 упомянутых выше листов. Спутники алмазов установлены в четвертичных и палеоген-неогеновых отложениях. На Симском проявлении белых глин сотрудниками ФГУП «ВСЕГЕИ» обнаружен осколок алмаза массой 1,5 мг. И здесь прогнозируются две кимберлитовые трубки с общими прогнозными ресурсами категории P<sub>3</sub> коренных алмазов в 15 млн карат. Ресурсы той же категории для россыпных алмазов составляют 0,89 млн карат.

В более восточной «алмазоносной полосе» сосредоточены три относительно крупных перспективных объекта. *Красновишерский алмазородно-россыпной район* (0.2 di/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>,Q), выделенный при подготовке к изданию



смежного листа Р-40 ГК-1000/3 (комплект издан в 2007 г.), на рассматриваемой территории представлен южной оконечностью. Здесь располагается Молмысское россыпепроявление алмазов, связанное с четвертичным аллювием. Для этой весьма незначительной площади прогнозные ресурсы дополнительно не перерасчитывались.

Локализованный южнее *Яйвинский алмазородно-россыпной район* (0.3 di/D<sub>3</sub>-С<sub>1</sub>,Q) включает два подчиненных таксона. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> коренных алмазов в целом по району апробировались в ФГУП «ВСЕГЕИ» в 2006–2007 гг. (после завершения ГМК-500) и были утверждены в количестве 1,32 млн карат (паспорт № 4200016). Они фактически целиком относятся к «Талицко-Благодатскому туффизитовому полю» [298], которое находится в центре одного из узлов. Однако после получения новых данных и дополнительного анализа материалов появились возможности для обоснованного пересмотра прогнозных параметров и принципов площадной экстраполяции оруденения, что позволяет существенно переоценить ресурсы в сторону увеличения.

Самый «рудонасыщенный» *Чикманский алмазородно-россыпной узел* (0.3.1 di) является также наиболее опойскованной и разведанной площадью в названном районе; поэтому именно этот таксон взят в качестве эталонного объекта для расчетов удельной продуктивности. Ресурсы высоких категорий коренных алмазов определены для «Рыбьяковского алмазородного поля» (категория Р<sub>1</sub> – 830 тыс. карат) и четырех проявлений, образующих удаленные фланги Рыбьяковского месторождения (на карте не показаны: Талицкого (категория Р<sub>1</sub> – 76,6 тыс. карат; категория Р<sub>2</sub> – 54,4 тыс. карат), Остроумовского (категория Р<sub>2</sub> – 273,2 тыс. карат), Благодатского (категория Р<sub>2</sub> – 157,5 тыс. карат) и Западного (категория Р<sub>2</sub> – 125,7 тыс. карат); в сумме они составляют 1517,4 тыс. карат. При общей площади около 9 км<sup>2</sup> удельная продуктивность «высококатегорийных» объектов составит 168,4 тыс. карат/км<sup>2</sup>. Площадь Чикманского узла (за вычетом указанных проявлений и поля): 1394–9 = 1385 км<sup>2</sup>. Таким образом, прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> (для узла в целом) с использованием коэффициента рудоносности 0,1 («переходного» между таксонами смежных рангов и ресурсами разных категорий) составят: 168,4 тыс. карат/км<sup>2</sup> × 1385 км<sup>2</sup> × 0,1 = 23 332,4 тыс. карат (≈ 23,3 млн карат). Оценка ресурсов россыпных алмазов осуществляется через удельную линейную продуктивность известных месторождений, входящих в контуры рассматриваемого узла. Суммарные запасы двух россыпей (р. Ценьва и бассейна р. Чаньва), приведенные к категории С<sub>1</sub> (С<sub>1</sub> = 0,5, С<sub>2</sub> – 286,45 тыс. карат). С учетом суммарной протяженности отрезков долин в контурах подсчета россыпей (2,5 км) удельная продуктивность россыпных месторождений составляет 114,6 тыс. карат. При общей длине водотоков в пределах таксона около 400 км и понижающем коэффициенте 0,05 (рекомендация ЦНИГРИ: «переход» от запасов категории С<sub>1</sub> к ресурсам категории Р<sub>3</sub>) прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> для россыпных алмазов Чикманского узла оцениваются в 2,3 млн карат (114,6 тыс. карат/км<sup>2</sup> × 400 × 0,05 = 2292 тыс. карат).

*Верхняяйвинский алмазородно-россыпной узел потенциальный* (0.3.2 di) располагается в северной части упомянутого района. Включает несколько россыпепроявлений алмазов, локализованных преимущественно в четвертич-

ном аллювии; для россыпи р. Якуниха наиболее продуктивным горизонтом являются глинистые породы предположительно неогенового возраста. По геологическому строению, плотности гидросети, горно-техническим условиям данный таксон (площадь его 547 км<sup>2</sup>) близок к вышеописанному Чикманскому узлу, но изучен существенно хуже, особенно в отношении коренной алмазности. С учетом сказанного прогнозные ресурсы определяются для него через приведенную к категории Р<sub>3</sub> площадную удельную продуктивность последнего (как для коренных, так и россыпных объектов) с применением коэффициента надежности прогноза 0,5. Для коренной алмазности удельная продуктивность составит 16,74 тыс. карат/км<sup>2</sup> (23 332 : 1394), для россыпной – 1,65 тыс. карат/км<sup>2</sup> (2292 : 1394). Тем самым прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> для Верхнейявинского узла оцениваются так: коренные алмазы:  $16,74 \times 547 \times 0,5 = 4578,39$  ( $\approx 4,6$  млн карат); россыпные алмазы:  $1,65 \times 547 \times 0,5 = 451,27$  ( $\approx 0,45$  млн карат). Принимая во внимание тот факт, что два сближенных узла в совокупности выполняют очень значительный объем руднороссыпного района, а перспективы алмазности вне их пределов резко снижены и не могут существенно повлиять на величину ресурсов, суммированные их значения соотношены с районом в целом; для коренных алмазов они составят 27,9 млн карат (23,3 + 4,6), для россыпных – 2,75 млн карат (2,3 + 0,45). Именно Яйвинский алмазородно-россыпной район выдвигается как перспективный объект; на него составлен паспорт, переданный на экспертизу в отдел металлогении ФГУП «ВСЕГЕИ». В качестве дальнейших работ рекомендуются первоочередные крупномасштабные поиски алмазных туфизитов.

*Пашийский (Горнозаводской) алмазородно-россыпной район потенциальный* (0.4 di/D<sub>3</sub>–С<sub>1</sub>,N–Q) заканчивает на юге упомянутую выше «продуктивную» полосу; вмещает ряд проявлений россыпных и коренных алмазов, в разной степени изученных [39, 43, 105, 308]. По результатам ГДП-200 листа О-40-ХVII в 2007 г. поставлен на учет под названием «Пашийско-Кусьинский алмазородный район». Последние сводки по алмазности этой площади приведены в материалах ГМК-500, а также ГДП-200 листов О-40-Х, XI, XVI, завершаемых в период с 2010 по 2014 год. Этими работами уточнены контуры района, в восточной его трети выделен *Гремячинско-Вижайский алмазородно-россыпной узел потенциальный* (0.4.1 di). Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> для различных частей руднороссыпного района (в границах конкретных номенклатурных листов) апробированы ФГУП «ВСЕГЕИ»; в целом по таксону они составляют: коренные алмазы – 9,9 млн карат, россыпные – 0,23 млн карат. Рекомендованы специализированные поисковые работы второй очереди.

К востоку от полосы с «комбинированной» алмазностью последняя носит уже чисто россыпной характер. Рыхлые кайнозойские отложения (в том числе аллювий) формируются на докембрийском или раннепалеозойском субстрате (Кваркушко-Каменногорский антиклинорий и Салатимский пакет пластин); коренные источники алмазов достоверно не установлены.

У восточной границы Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной МЗ располагается *Койвинско-Чусовской алмазо-золотороссыпной район* (13.1 Au, di), включающий четыре довольно хорошо изученных «комплексных»

узла; часть из них уже упоминалась выше в связи с россыпной золотоносностью территории. Для трех узлов оценены (или переоценены) прогнозные ресурсы категории  $P_3$  россыпных алмазов. Во время переучета ресурсов для формирования базы данных по РФ и при апробации на НРС Роснедра комплектов ГК-200/2 они утверждены в следующих количествах: по *Ашкинскому алмазо-золотороссыпному узлу* (13.1.2 Au,di) – 0,433 млн карат; по *Усьвинскому алмазо-золотороссыпному узлу потенциальному* (13.1.3 Au,di) – 0,364 млн карат; по *Нижнесеребрянскому алмазо-золотороссыпному узлу потенциальному* (13.1.4 Au,di) – 0,444 млн карат.

**Соли.** Как и для других объектов осадочного генезиса, литолого-стратиграфический контроль размещения здесь очевиден и безусловен. В пределах Южного и Среднего Предуралья все продуктивные пласты галлитов, сильвинитов, карналлитов (встречающихся как порознь, так и в пачках чередования) локализованы в существенно карбонатных (с ведущей ролью доломитов) отложениях верхов кунгурского яруса: синхронные иренская, кошелевская, березниковская свиты и их аналоги. Характерна ассоциация галогенидов с сульфатами (гипсы, ангидриты). На территории листа находится крупнейшее в регионе (по площади и запасам) Верхнекамское месторождение калийно-магниевых и натриевых солей, занимающее значительную часть одноименного соленосного бассейна и давно разрабатываемое подземным способом. Именно к его глубоким горизонтам и резервным площадям относятся известные данные прогнозных ресурсов, оцениваемых только по высоким категориям. Среди последних значатся апробированные ФГУП «ЦНИИГеолнеруд» ресурсы калийно-магниевых солей (протокол № 16/11 от 1.12.2011 г.) на двух участках («Белопашнинском» и «Романовском») в принятых количествах – сильвиниты: категории  $P_1$  – 362 млн т (59 млн т  $K_2O$ ), категории  $P_2$  – 904 млн т (163 млн т  $K_2O$ ); карналлиты: категорий  $P_1$  – 187 млн т (18 млн т  $K_2O$ ),  $P_2$  – 2150 млн т (211 млн т  $K_2O$ ); смешанные соли: категорий  $P_1$  – 156 млн т (28 млн т  $K_2O$ ),  $P_2$  – 140 млн т (17 млн т  $K_2O$ ), а также прогнозные ресурсы категории  $P_2$  каменной соли по участку «Содовский» (протокол № 13/11 от 30.09.2011 г.) – 660 млн т при содержании NaCl 95,45%. Вследствие хорошей изученности, перспективы Верхнекамского бассейна (и всей Средне-Предуральской МЗ) в плане существенного прироста как запасов, так и ресурсов солей весьма невелики.

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Рассматриваемая территория расположена в пределах Восточно-Европейского (система бассейнов пластовых, блоково-пластовых и жильно-блоковых вод в пределах Восточно-Европейской платформы) региона [116]. Основная часть территории листа О-40 находится на стыке и в пределах двух бассейнов подземных вод первого порядка: Восточно-Русского сложного бассейна пластовых и блоково-пластовых безнапорных и напорных вод (*I*) и Предуральского сложного бассейна пластовых и блоково-пластовых безнапорных и субнапорных вод (*II*). Восточная часть листа находится в пределах Уральского бассейна зон трещиноватости (*III*). В составе этих подразделений в зависимости от гидрогеологических условий и характера циркуляции подземных вод выделены в свою очередь структуры 2–4-го порядков (см. гидрогеологическую схему, граф. прил. 6).

Ниже приводится краткая характеристика основных гидрогеологических подразделений зоны активного водообмена, имеющих распространение по площади с выходом на поверхность и имеющих практическое значение.

Первыми от поверхности и выдержанными по площади гидрогеологическими объектами в долинах крупных водотоков и на прилегающих водораздельных участках являются водоносные комплексы озерно-аллювиальных отложений и ледниковых и водно-ледниковых отложений.

**Неоплейстоцен-голоценовый водоносный горизонт озерно-аллювиальных отложений** ( $1aQ_{I-N}$ ) распространен в долинах современных рек, с широким развитием в долинах рек Кама, Чусовая, Сылва, Уфа. Его мощность находится обычно в пределах 5–15 м (до 32 м в долине р. Кама). Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый, магниевый-кальциевый, реже натриевый с минерализацией 0,1–0,5 (в среднем 0,15 г/дм<sup>3</sup>) [259]. Из-за низкого гипсометрического положения, помимо болотного загрязнения (Na, Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub>), велика вероятность попадания в него разного рода сточных вод. Воды горизонта используются для водоснабжения водозаборами. Из-за гидравлической связи вод горизонта с поверхностными водами, которые часто загрязнены, сооружать водозаборы в пределах данного горизонта не рекомендуется.

**Нижне-среднеплейстоценовый водоносный горизонт ледниковых и водно-ледниковых отложений** ( $q, flQ_{I-II}$ ) выделяется ограниченно в северной части территории листа О-40 в области развития ледниковых и водно-ледниковых отложений. Мощность горизонта – до 15 м. Водовмещающими

породами являются озерные глинистые сапропели с растительным детритом и торф, залегающие на водоупорном плотике из ледниковых тиллов. Мощность – 2–3 м. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Воды пресные, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, хотя отмечаются воды хлоридно-сульфатные, что связано с болотным загрязнением. Обводненность торфов зависит от метеорологических условий. Разгрузка вод осуществляется путем перетекания в нижележащие водоносные комплексы.

### **Восточно-Русский (I) и Предуральский (II) артезианские сложные бассейны**

Структуры Восточно-Русского и Предуральского артезианских бассейнов рассматриваются совместно, поскольку, несмотря на некоторые структурно-генетические отличия, обладают схожими литологическим составом водовмещающих отложений и типами скоплений подземных вод. В подавляющем большинстве случаев здесь встречаются порово-пластовые, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые типы вод, заключенные в тектонически ненарушенных, пологозалегающих осадочных образованиях.

**Верхнепермско-триасовый водоносный комплекс** ( $P_3-T_1$ ) выделен ограниченно на северо-западе территории, в пределах Камско-Тулвинского бассейна ( $I-2_1$ ). К нему относятся подземные воды котельничской и вятской свит верхней перми и терригенной толщи нижнего триаса. Мощность данного водоносного комплекса достигает 200–250 м.

Воды комплекса до глубины 18 м трещинно-грунтовые, ниже – трещинно-жильные [34]. Основным источником питания служат атмосферные осадки, а также подток из нижнетатарских отложений. Разгрузка вод происходит в долины рек в виде нисходящих и восходящих родников, а также скрытым путем. Дебит источников варьирует в широких пределах (0,01–22,4 л/с), дебиты скважин – 0,1–18,3 л/с. Температура воды зависит от глубины залегания и условий разгрузки при амплитуде колебания 0–11°. По химическому составу вод преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые и гидрокарбонатные кальциево-натриевые. Минерализация составляет 0,5 г/дм<sup>3</sup> в трещинно-грунтовых водах и до 1 г/дм<sup>3</sup> в трещинно-пластовых. Воды жесткие, умеренно жесткие, в редких случаях очень жесткие. Средняя окисляемость по кислороду – 4,29 мл/дм<sup>3</sup>, рН–7,7.

Подземные воды горизонта широко используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения. Перспективными участками являются наиболее водообильные зоны.

**Среднепермский водоносный комплекс** ( $P_2$ ) распространен достаточно широко в западной части территории в пределах Верхнекамской и Тулвинской групп бассейнов. Комплекс сложен в основном существенно терригенными отложениями белебеевской и уржумской свит. Отложения представлены песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, с линзами известняков, мергелей. До глубины 100–150 м преобладает глинистый тип разреза (глин >50 %) Общая мощность – 100–223 м. Характерно спорадическое распространение поверхностных вод с отдельными водообильными зо-

нами. Подземные воды обычно гидрокарбонатные, со смешанным катионным составом и минерализацией 0,2–0,4 г/дм<sup>3</sup>. Воды могут быть использованы эксплуатацией одиночных скважин производительностью до 1–2 л/с [259].

**Нижнепермский водоносный комплекс** (P<sub>1</sub>) имеет наибольшее (по сравнению с другими комплексами) площадное распространение и частично охватывает Восточно-Русский и Предуральский артезианские бассейны в центральной части листа О-40. Комплекс слагают целый ряд свит, представленных терригенными, карбонатными и сульфатными отложениями. Так, верхняя часть разреза представлена *водоносным комплексом шешминской свиты* уфимского яруса, который выходит на поверхность полосой меридионального простирания шириной до 60 км, занимая придолинные участки рек Кама, Бабка, Тулва, на водоразделах рек Кама–Вишера, Буй–Быстрый Танып. Мощность комплекса – до 375 м. Сложен переслаивающимися и выклинивающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с линзами известняков, мергелей. Химический состав выше эрозионного вреза преимущественно гидрокарбонатно-кальциевый с минерализацией 0,2–0,5 г/дм<sup>3</sup>, ниже эрозионного вреза преобладают сульфатсодержащие кальциевые, натриево-кальциевые, кальциево-натриевые воды с минерализацией от 1,5 до 14,2 г/дм<sup>3</sup>. Используются для водоснабжения одиночными скважинами.

**Соликамский водоносный горизонт** (P<sub>1</sub>) выходит на поверхность в виде полосы меридионального простирания шириной до 30 км в Предуральском бассейне и узкой прерывистой полосой в пределах Тулвинской группы бассейнов, иногда перекрываясь шешминскими отложениями и погружаясь на запад под шешминский терригенный комплекс на глубину более 600 м. Мощность – до 230 м и более. Представлен чередованием известняков, мергелей, аргиллитов, песчаников, гипсов. Состав вод преимущественно гидрокарбонатный магниево-кальциевый, кальциевый с минерализацией до 0,5 г/дм<sup>3</sup>, на участках с промышленно-бытовым загрязнением и подтоком вод из нижележащих отложений – до 1 г/дм<sup>3</sup>; состав меняется на гидрокарбонатно-хлоридный и гидрокарбонатно-сульфатный. В нижней зоне надсолевых вод на глубине 300–350 м развиты рассолы хлоридно-натриевого состава с минерализацией до 155–317 г/дм<sup>3</sup>. Зона имеет большое практическое значение для водоснабжения, из-за плохой защищенности подвержена загрязнению.

**Первый кунгурский водоносный горизонт (иренский)** приурочен к западному крылу Пермско-Башкирского свода и крыльям Ксенофоновско-Колвинского вала и Колвинской седловины [259]. Сложен чередующимися гипсово-ангидритовыми и известняково-доломитовыми пачками, которые водоносны только в месте выхода их на поверхность; с погружением под более молодые породы комплекс становится водоупором (водоупорный иренский горизонт). По химическому составу воды выше эрозионного вреза, сульфатные кальциевые, сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией до 3 г/дм<sup>3</sup>. На глубине порядка 100 м минерализация увеличивается до 4,1–9,3 г/дм<sup>3</sup>, химический состав вод сульфатный, а иногда сульфатно-хлоридный, хлоридно-натриевый. Воды используются для локального водоснабжения. Практически не защищены и могут быть подвергнуты загрязнению. Верхняя часть разреза подвержена интенсивному карстованию.

**Второй водоносный кунгурский горизонт** распространен на поверхности в восточных частях Тулвинской группы бассейнов и Предуральском артезианском бассейне. По литологическому составу отличается большим разнообразием, связанным со сменой в западном направлении преимущественно песчаниковых отложений кошелевской свиты глинисто-мергелевыми породами поповской свиты, в разрезе которой появляются прослои и линзы каменной соли, те в свою очередь замещаются лекской сульфатно-карбонатно-терригенной свитой, которая на глубине становится водоупорным ложем. Исходя из фациальной неоднородности и невыдержанности водовмещающих пород, характеризуется сложными гидрогеологическими условиями, разнообразным химическим составом от гидрокарбонатного до гидрокарбонатно-сульфатного, хлоридно-сульфатного с минерализацией 0,1–3 г/дм<sup>3</sup> и более.

**Ассельско-артинский водоносный горизонт** (Р<sub>1</sub>) занимает прерывистую полосу вдоль восточного борта Предуральского прогиба [259]. Сложен песчаниками, аргиллитами, с прослоями и линзами конгломератов, известняков, мергелей толщиной до 330 м. Отложения фациально не выдержанны. Характерно полное отсутствие загипсованности. По химическому составу воды комплекса преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 0,1–0,8 г/дм<sup>3</sup>.

Нижний гидрогеодинамический этаж залегает ниже первого от поверхности кунгурского водоупора [259]. Мощность его составляет 2,5–3 км в Восточно-Русском сложном бассейне и до 4,5–5 км в пределах Предуральского бассейна. Здесь в восстановительной геохимической обстановке распространение получили рассолы, температура, минерализация и степень метаморфизации которых растут с глубиной.

*Зона напорных нисходяще-восходящих вод* включает в себя нижнепермский, средне-верхнекаменноугольный и нижне-среднекаменноугольный комплексы, а также водоупорные и относительно водоносные верейско-каширский карбонатно-терригенный и визейский терригенный комплексы. Подземные воды зоны напорные и находятся под гидростатическим давлением. Преимущественную роль играет субвертикальная нисходяще-восходящая миграция ПВ по проницаемым зонам литолого-фациального и тектонического генезиса. Латеральный массоперенос осуществляется локально и контролируется местоположением местных областей питания и разгрузки.

*Зоны напорных и избыточно-напорных восходящих вод* занимают нижнюю часть этажа. Включают средне-верхнедевонский и основную часть рифейско-вендского карбонатно-терригенных комплексов. Здесь распространены седиментогенные рассолы, находящиеся под геостатическим напором. В наиболее погруженных участках кристаллического фундамента возможно существование зон избыточно напорных восходящих вод (на глубине 5–6 км и более) в Предуральском бассейне.

Формирование подземного стока связано с местными внутриплатформенными областями питания и разгрузки. К областям питания относятся сводовые поднятия, к областям разгрузки – тектонические депрессии, соответствующие долинам крупных рек, где формируются «положительные» гидрохимические аномалии. Примерами областей питания являются Урал и Уфимский вал для Предуральского бассейна и Ксенофоновско-Колвинский вал и

Урал в Тимано-Печерском бассейне. Примерами разгрузки являются долины рек: Кама в районе пос. Гайны; нижнее течение рек Вишера, Колва, Язьва, Вишерка и Усолка.

### Уральский бассейн зон трещиноватости (III)

В его состав входят три бассейна: Уральский, Западно-Уральский и Ляпинский (граф. прил. 6). Для этой области характерно двухъярусное строение. Верхний гидрогеодинамический этаж охватывает зону экзогенной трещиноватости, где развиты трещинный, трещинно-карстовый и спорадически блоково-порово-пластовый типы подземных вод, относящихся по условиям залегания, циркуляции и характеру водообмена с поверхностными водами к водам зоны активного водообмена. Водообильность пород обеспечивается тем, что они широко развиты на дневной поверхности, имея тем самым обширную область питания за счет инфильтрации атмосферных осадков; кроме того, приток вод происходит по трещинам из других водоносных горизонтов. Интенсивному водообмену различных горизонтов способствует дислоцированность пород. Мощность верхнего этажа наибольших значений достигает в водораздельной части. Нижний гидрогеодинамический этаж охватывает часть разреза с жильно-блоковым типом водовмещающих тел ниже зоны экзогенной трещиноватости, содержащую напорные воды, связанные преимущественно с тектоническим разломами.

*Девонско-нижнепермская водоносная зона трещиноватости Язьвинско-Чусовской складчато-надвиговой зоны (D–P<sub>1</sub>).* Сложена терригенно-карбонатными (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, глинистые известняки) отложениями мощностью 1300–3400 м.

Узколинейный характер многочисленных аллохтонов, осложняющих их складок, частое чередование выходов карбонатных и терригенных толщ, а также наличие разрывов взбросово-надвигового типа обуславливают линейность и локальность развития водоносных горизонтов. Наиболее обводнены трещиноватые, пористые, интенсивно-карстующиеся карбонаты.

С карстовыми образованиями связаны источники, характеризующиеся наибольшими расходами. Выходы многочисленных родников располагаются в основании склонов долин водотоков, где дебит их изменяется в широких пределах (от 0,05 до 300 л/с).

Глубина залегания подземных вод зоны колеблется от 1–2 м в долинах до 50 м на водоразделах. Там, где трещиноватость пронизывает всю толщу пород, уровень вод свободный, при наличии нетрещиноватых водоупорных прослоев появляется напор, достигающий в долинах 15–20 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,13–5,3 л/с.

По составу воды преимущественно гидрокарбонатные слабощелочные (рН = 7,70–8,30), магниевые-кальциевые и натриево-кальциевые, иногда встречаются сульфатно-гидрокарбонатные; минерализация колеблется в пределах 0,1–0,7 г/дм<sup>3</sup>.



В западной части зоны под краевыми частями аллохтонов возможно наличие соленых и рассольных вод, связанных с соленосными отложениями нижней перми.

**Рифейско-вендские водоносные зоны трещиноватости Кваркушко-Каменногорского и Уфалейского антиклинориев (RF-V)** имеют достаточно широкое распространение в восточной части территории листа О-40. Включают в себя подземные воды отложений клыкчанской свиты, басегской, себрюжанской и сылвицкой серий Кваркушко-Каменногорского антиклинория, а также метаморфизованных образований Уфалейского антиклинория.

**Водоносная зона трещиноватости клыкчанских терригенно-карбонатных образований** [43] включает мраморизованные известняки и доломиты с прослоями сланцев в ядрах антиклинальных структур Кваркушко-Каменногорского антиклинория. Воды трещинно-карстовые. Территории распространения карбонатных пород отвечают понижениям в рельефе. Водоносность пестрая из-за неравномерной трещиноватости и закарстованности. Площади распространения совпадают с площадями питания. Помимо атмосферных осадков и сезонных вод определенное значение имеют смежные водоносные комплексы. Дебиты родников – 1,5–2 л/с, иногда до 20 л/с, а в пластовых выходах – до 40 л/с. Дебиты скважин в районе пос. Бисер – 2–4 л/с. Состав вод – гидрокарбонатно-магниево-кальциевый с минерализацией 0,1–0,3 г/дм<sup>3</sup>, жесткость – до 3–4 мг-экв.

**Водоносная зона трещиноватости рифейских образований**, представленных породами ослянской, щегровитской, федотовской и усъвинской свитами [303]. Образования распространены в осевой части Кваркушко-Каменногорского антиклинория.

Разрез сложен преимущественно терригенными образованиями с подчиненным количеством пачек вулканогенных пород и известняков. Водовмещающими породами являются сланцы различного состава, реже мраморизованные известняки, в меньшей степени – кварцитопесчаники. Мощность водоносного горизонта определяется глубиной развития эффективной трещиноватости, колеблющейся в пределах 50–60 м. Глубже указанных пределов породы безводны, за исключением трещиноватых зон тектонических нарушений.

Подземные воды горизонта в теплое время имеют единый, часто свободный уровень. Водообильность горизонта в целом невелика. Сланцевые толщи при прочих равных условиях повсеместно обводнены слабее по сравнению с другими литологическими разностями коллекторов.

Дебиты их родников достигают 0,5 л/с. Подземные воды в песчаниках, основных эффузивах и туфогенных породах обеспечивают дебиты родников до 2 л/с, но основная масса также имеет дебиты до 0,5 л/с. Водоносный горизонт в кварцитах и кварцитопесчаниках ослянской свиты имеет в целом очень небольшую мощность и слабообводнен. Водообильность его оценивается до 0,5 л/с. Повышенно обводненными являются во многих случаях приконтактные зоны габбродолеритовых даек как в эффузивах, так и в сланцах. Родники с дебитом до 10 л/с отмечаются в трещинных зонах, ослабленных новейшими подвижками. Минерализация подземных вод меняется от 0,02 до

0,21 г/дм<sup>3</sup>. Общая жесткость подземных вод изменяется в пределах 0,18–2,83 мг-экв, рН составляет 5,4–7,8.

Запасы вод в целом незначительны, достаточны для удовлетворения хозяйственно-питьевых нужд мелких населенных пунктов. Возможна организация водозаборов с производительностью до 2 л/с, а при заложении скважин в водоносных зонах – до 5–10 л/с.

**Водоносная зона трещиноватости верхнерифейско-вендских терригенных образований** [43, 303], представленная верхнерифейскими (ослянская, федотовская, усвинская свиты) и вендскими (сылвицкая и серебрянская серии) существенно терригенными комплексами пород, измененными до зеленосланцевой ступени метаморфизма. Комплекс имеет достаточно широкое распространение в восточной части листа О-40 и сложен преимущественно терригенными породами со стратифицированными комплексами вулканитов. Воды комплекса, как правило, трещинные и трещинно-жильные.

Обводненность с глубиной снижается. Воды безнапорные. Большинство родников приурочено к зонам контактов и тектонических нарушений. Питание сезонное, за счет инфильтрующихся атмосферных осадков. Разгрузка происходит в виде мелких родников, часто в долинах рек, и в виде сплошных пластовых просачиваний, питающих мелкие ручьи и речки. Дебиты родников – 0,05–0,8 л/с, реже до 5 л/с. Дебиты скважин – 0,2–7,5 л/с при понижениях 8–20 м. Преобладают гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые воды с минерализацией 0,02–0,17 г/дм<sup>3</sup>, реже до 0,2 г/дм<sup>3</sup>. Жесткость – 0,1–3 мг-экв; рН – 5,7–8,5. Горизонт может служить источником водоснабжения небольших населенных пунктов и обеспечить производительность скважин до 2–3 л/с при отличном качестве отбираемых вод. В водоносных зонах возможна организация водозаборов с производительностью 5–10 л/с.

**Водоносная зона трещиноватости верхнерифейско-нижневендских вулканогенно-терригенных метаморфизованных образований** включает породы щегровитского, вильвенского и дворецкого вулканических комплексов. Воды трещинные и трещинно-жильные, как правило, безнапорные. Глубина залегания подземных вод определяется мощностью зоны эффективной трещиноватости и соответствует 50–60 м. Водообильность в целом незначительна, дебиты родников редко достигают 0,5 л/с. Повышенная водообильность наблюдается в контактовых зонах даек габбродолеритов (Коротков, 2003; [43]), вблизи стратиграфических границ и разрывов. Удельные дебиты скважин – 0,02–2,5 л/с, коэффициент фильтрации – 1,7–5,9 м/сут. Дебит родников – 0,1–0,2 л/с. Преобладают гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные натриевые, кальциевые и магниевые воды с минерализацией 0,02–0,21 г/дм<sup>3</sup>, рН = 5,40–7,80, общая жесткость – 0,18–2,83 мг-экв. Изученность комплекса недостаточна.

**Водоносная зона трещиноватости вендских терригенных образований** включает отложения серебрянской исылвицкой серий венда, широко распространенных в пределах Кваркушко-Каменногорского антиклинария [43]. Вендские образования представлены аргиллитами, алевролитами, песчаниками, редкогалечными конгломератами. Редкие карбонатные прослои имеют ограниченное распространение. Воды трещинно-грунтовые и жильные, без-

напорные. Чередование слоев различной проницаемости при сложной складчатости, а также экранирование элювиально-делювиальными образованиями приводят к появлению местного напора в придолинных участках. Водобильность слабая и неравномерная. Дебиты родников – от 0,2–0,3 до 2 л/с, в зонах контактов и тектонических нарушений – до 10 л/с. Грунтовые потоки, благодаря глубокому расчленению рельефа обладают большими уклонами. Основные источники питания – атмосферные и талые воды, реже конденсационные. Питание затруднено из-за повсеместного чехла перекрывающих рыхлых отложений. Обводненность с глубиной снижается из-за уменьшения трещиноватости, наибольшая обводненность – до глубины 40–60 м. Дебиты скважин – 0,01–2,5 л/с. Преобладают сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые, натриевые и магниевые воды с минерализацией до 0,1 г/дм<sup>3</sup>, редко до 0,2–0,4 г/дм<sup>3</sup>; жесткость – 0,2–2 мг-экв, рН = 5,6–7,6.

**Водоносная зона трещиноватости вулканогенных и осадочных образований амфиболитовой фации метаморфизма Уфалейского антиклинория.** Комплекс получил широкое распространение в границах Уфалейской структурно-фациальной зоны, представленной различными зелеными, графит-слюдяными и слюдястыми сланцами, кварцитами, амфиболитами укарской и куртинской свит; метабазальтами, сланцами и амфиболитами, различными гнейсами и кварцитами уфалейского комплекса.

Мощность зоны региональной трещиноватости, равная мощности выделенных выше водоносных зон, составляет 30–100 м. Минимальные ее значения (30–40 м) присущи корам выветривания интрузивных пород, максимальные (60–100 м) – карбонатным породам. В породах эффузивно-осадочного и метаморфического комплексов она оценивается в 40–60 м.

Помимо трещин выветривания широким развитием пользуются локальные линейные трещинные зоны аномально высокой проницаемости и водоотдачи, связанные с проявлениями дизъюнктивной тектоники, внедрением интрузий, контактами карстующихся пород с некарстующимися. Открытая трещиноватость в этих зонах прослеживается вглубь на многие сотни метров [310].

По водоотдаче перечисленные выше водоносные зоны отличаются друг от друга. Водопритоки в скважины, вскрывшие кору выветривания интрузивных пород, имеют дебиты менее 0,5 л/с, при максимальных понижениях уровня относительно статического. Водопритоки в скважины в карбонатных породах – 1–10 л/с, в метаморфических, вулканогенных и терригенных породах – от 0,1–0,5 до 2–3 л/с. В локальных трещинных зонах водопритоки в скважины в 5–10 раз и более превышают фоновые значения. Например, скважина, вскрывшая зону разлома в известняках нижнего карбона в долине р. Уфа (устье р. Табуска), имела дебит 84 л/с при понижении уровня воды 2,3 м; скважины, вскрывшие разломы в известняках нижнего девона в долине р. Серга, имели дебиты до 150 л/с.

Уровни подземных вод в сглаженной форме повторяют основные элементы рельефа. На склонах и хорошо выраженных водораздельных пространствах они залегают на глубинах 10–20 м, а на отдельных участках (районы Бардымского горного сооружения) – до 50 м. В широких плоских речных долинах глубина залегания уровней воды измеряется долями метра или первыми метрами.

Питание подземных вод сезонное, за счет инфильтрации атмосферных осадков в теплый период года.

**Средне-верхнеордовикская водоносная зона трещиноватости (промысловская серия Безгодовского клиппа –  $O_2$ -зр)** имеет место в юго-западной части территории листа О-40-ХІ. Комплекс представлен терригенно-карбонатными породами промысловской серии [303]. Подземные воды комплекса заключены в прослоях и пачках песчаников, известняков и доломитов, разобренных глинистыми сланцами. Водообильность комплекса в целом невелика. Дебиты родников изменяются от 0,05–2 л/с, в отдельных случаях до 10–25 л/с, при разгрузке в совокупности с водами элювиально-делювиальных отложений. Многочисленные разрывные нарушения гидрогеологически себя не проявляют. Минерализация подземных вод комплекса – до 0,1 г/дм<sup>3</sup>. Запасы подземных вод комплекса незначительны, перспективы их использования ограничены.

**Силурийско-девонская водоносная зона трещиноватости Бардымско-Нязепетровского аллохтона (PZ<sub>1</sub>)**. Режим грунтовых вод водоносной зоны полностью отражает условия их питания и геоморфологического положения отдельных участков [310]. При нормальной летней водности восполнение ресурсов подземных вод продолжается до конца августа, затем идет медленный спад, продолжающийся до начала весны следующего года. Амплитуда между минимальным и максимальным положениями уровня воды в долинах рек оценивается в 1–1,5 м, на склонах водоразделов и на самих водоразделах – от 1,5–5 до 10–20 м и более (последняя – в районах приподнятых горных массивов).

Избыточная увлажненность, хорошие условия дренирования водоносных зон при преобладающем силикатном составе водовмещающих коллекторов обусловили формирование здесь мягких гидрокарбонатных вод с минерализацией от 0,05–0,1 до 0,12–0,35 г/дм<sup>3</sup>. По катионному составу доминируют воды магниево-кальциевые.

Трещинно-жильные воды гидравлически тесно связаны с водами зоны региональной трещиноватости. Опробованием структурных скважин установлено, что, начиная с глубины 200–300 м, гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды верхней зоны сменяются на гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 1 г/дм<sup>3</sup>, при резком снижении водоотдачи пород (скважины, вскрывшие известняки нижнего–среднего девона в долине р. Демид и кремнистые породы Бардымского комплекса на участке южнее Нижне-Сергинского пруда).

В долине р. Серга, на юго-западной окраине г. Нижние Серги и южнее по простиранию Сергинского регионального разлома имеются выходы сероводородных хлоридных натриевых вод. Последние, как считают многие, поступают по названному разлому со стороны Киргишанского тектонического покрова, под которым, возможно, сохранились пермские соленосные осадки.

**Нижнепалеозойская водоносная зона трещиноватости Улсовско-Висимской синклинали (PZ<sub>1</sub>)** распространена в виде узкой полосы, протягивающейся почти через всю территорию с севера на юг вдоль Присалатимского надвига.

Подземные воды комплекса можно подразделить на два горизонта [43, 303]. Первый из них связан с преимущественно терригенными породами среднего и верхнего ордовика. Водоносными являются маломощные прослои и линзы известняков и доломитов, разделенные водоупорными глинистыми и известняково-глинистыми сланцами. Дебиты немногочисленных родников колеблются от 0,01 до 2 л/с, и только на участках пластовой разгрузки отдельных прослоев известняков суммарный дебит достигает 10 л/с. Минерализация – до 0,17 г/дм<sup>3</sup>.

Второй водоносный горизонт связан с существенно карбонатными породами среднеордовикско-среднедевонского возраста центральной части Улсовско-Висимской синклинали и образует крупнейший в пределах Центрально-Уральского поднятия бассейн подземных вод. В связи с неглубокой эрозийной расчлененностью мощность зоны аэрации невелика. Уровень подземных вод обычно свободный и находится на глубине до 10 м. Водообильность горизонта крайне неравномерная. Срединный дебит родников колеблется в пределах 0,1–25 л/с. Дебиты от десятков сотен л/с имеют родники, фиксирующие локальные водоносные зоны. 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. Минерализация варьирует в пределах 0,05–0,19 г/дм<sup>3</sup>. Воды мягкие или умеренно жесткие слабощелочные. Химический состав вод в основном гидрокарбонатно-кальциево-магниевый, гидрокарбонатно-натриевый, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый с минерализацией до 0,30 г/дм<sup>3</sup>, в зонах разломов сульфатно-натриевый с минерализацией вод 0,07 г/дм<sup>3</sup>, рН = 5,65–8,70. Температура вод – 2–6,5 °С.

Современное использование ресурсов горизонта ограничивается водозабором из родников для нужд населения мелких населенных пунктов. Воды комплекса благоприятны для водоснабжения. Оборудованные скважины могут давать до 500 л/сут питьевой воды.

**Ордовикско-девонская водоносная зона трещиноватости Тагильского синклинория** (O–D) распространена в восточной половине листа [41, 44, 50]. Она слагает приосевую часть Тагильской структуры и представлена эффузивами различного состава и их туфами, вулканогенно-осадочными и осадочными породами. Зона имеет сложное строение в связи с частой фациально-литологической изменчивостью и сильной дислоцированностью. Глубина распространения трещинной зоны выветривания колеблется в пределах 30–60 м. Подземные воды имеют свободный уровень, залегающий на глубинах 10–15 м; на повышенных участках рельефа, сложенных вулканогенными породами – до 50 м. К долинам рек наблюдается снижение зеркала подземных вод, как и рельефа местности, в связи с дренированием их водотоками. Дебиты родников в долинах составляют до 0,5 л/с, при пересечении линейных зон – до 15 л/с. Водоносность зоны крайне неравномерна и зависит от литологического состава пород и их тектонической раздробленности. Наиболее водообильны толщи переслаивания туфов с кремнистыми сланцами, а также линзы известняков, контакты которых омоложены неотектоническими подвижками. В этих зонах дебиты родников достигают 5–10 л/с, за их пределами – 0,05–0,3 л/с. Воды пресные, с минерализацией 0,1–0,2 г/дм<sup>3</sup>, гидрокар-

бонатные кальциевые. На участках эффузивов с богатой сульфидной минерализацией в подземных водах появляются сульфаты.

**Нижневендско-силурийская водоносная зона трещиноватости метаморфических образований белогорского комплекса и магматических пород конжаковского и тагило-кытлымского комплексов** ( $V_1-S_1$ ) распространена ограниченно в северо-восточной части площади. Водоносная зона подразделяется на зоны трещиноватости пород белогорского гнейсово-амфиболитового метаморфического комплекса и магматических образований конжаковского и тагило-кытлымского магматических комплексов.

**Водоносная зона трещиноватости белогорского гнейсово-амфиболитового метаморфического комплекса** сложена гнейсами и амфиболитами [37]. Глубина зоны интенсивной экзогенной трещиноватости пород составляет на междуречьях 20–30 м, в долинах рек – до 50 м. Подземные воды приурочены преимущественно к узким зонам контактов сланцев и первично терригенных пород, а также к тектоническим нарушениям. Коэффициенты фильтрации кристаллических сланцев и гнейсов составляют десятки доли метра в сутки, в тектонически ослабленных зонах мраморов – до 3–5 м/сут. Зеркало подземных вод фиксируется обычно на глубинах 10–15 м и повторяет рельеф местности. Дебиты родников в долинах рек составляют десятки доли метра в секунду, на придолинных частях – до 1–3 л/с; в тектонических зонах мраморизованных известняков – до 10 л/с. Воды пресные, с минерализацией 0,03–0,12 г/дм<sup>3</sup>, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые. Отмечается дефицит содержания фтора – до 0,02 г/дм<sup>3</sup>.

**Водоносная зона трещиноватости магматических образований конжаковского и тагило-кытлымского магматических комплексов**, которая приурочена к габброноритовому тагило-кытлымскому и дунит-клинопироксенит-габбровому конжаковскому комплексам. Для них присущи общие закономерности: глубина экзогенной трещиноватости не превышает 25–30 м, питание за счет атмосферных осадков, маловодность на междуречьях, снижение зеркала подземных вод к долинам рек согласно рельефу, повышение обводненности на участках с увеличением более позднего внедрения в массивы различных по составу даек, к контактам и тектоническим нарушениям. Дебиты родников в долинах рек редко превышают 0,1–0,3 л/с; по периферии массивов на контактах с вмещающими породами и в зонах разломов достигают 6–10 л/с.

Воды пресные и ультрапресные, с низкой минерализацией. По химическому составу для плагиогранитов и габбро характерен гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав; для дунитов – гидрокарбонатный магниевокальциевый.

**Водоносные зоны трещиноватости тектонических нарушений.** Наряду с площадными гидрогеологическими объектами в регионе широко развиты и линейные объекты – зоны разрывных нарушений и связанные с ними тектонические зоны дробления. Подавляющее большинство выходящих на поверхность разрывов находятся в пределах Уральской складчатой системы. Здесь они чаще всего представляют собой пологие надвиги, разграничивающие многочисленные аллохтонные пластины и автохтонные массивы пород.

В платформенной части листа разломы довольно редки и распространяются на большую глубину, затрагивая фундамент.

Характерной особенностью разрывов является их аномально высокая, хотя зачастую и локальная, водообильность. Так, в Уральском бассейне фоновые расходы источников из карбонатов палеозоя равны 5–50 л/с, а вблизи зон крупных нарушений дебиты водопроявлений из тех же карбонатов возрастают до 7 м<sup>3</sup>/с. В складчатых областях по зонам разломов осуществляется как питание, так и разгрузка подземных вод (в зависимости от времени года), в равнинных регионах преобладает разгрузка. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, кальциево-магниевые с минерализацией 0,01–0,2, редко до 0,7 г/дм<sup>3</sup> [259].

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В рамках проекта самостоятельные работы геоэкологической направленности не проводились, поэтому составление геоэкологической схемы выполнено на основании изучения и анализа результатов ранее проведенных региональных геоэкологических работ [259] и материалов ГК-200.

### Ландшафты

На территории листа О-40 выделено девять морфогенетических родов ландшафтов, объединенных в три типа и две крупные ландшафтные области. В пределах горной части территории это – крутые склоны гольцов, средневысотные горы, низкие расчлененные горы и кряжи; для равнинной части листа – денудационно-аккумулятивные равнины и аккумулятивные равнины. Также выделено два интразональных рода ландшафтов: долины крупных рек и аккумулятивные ландшафты верховых, низинных и переходных болот.

Кроме природных ландшафтов, довольно значительное распространение имеют природно-антропогенные и антропогенные ландшафты. Первые из них представлены вторичными лесами и вырубками, вторые – сельскохозяйственными и техногенными комплексами. Природно-антропогенные и антропогенные ландшафты показаны на эколого-геологической схеме линейными и внemasштабными знаками. Также внemasштабными знаками показаны участки развития экзогенных геологических процессов.

Природные ландшафты представлены гольцовыми, болотными и естественно-лесными комплексами и сохранились лишь на севере и востоке листа; на остальной территории они остались небольшими островками и полосами. Коренные природные ландшафты функционируют без значительного вмешательства человека и испытывают в основном косвенное антропогенное воздействие, связанное с глобальными и региональными изменениями. Гольцовые природные комплексы представлены горно-тундровыми ландшафтами, ландшафтами холодных пустынь; болотные – низинными моховыми и мохово-травянистыми болотами на западе и верховыми моховыми на востоке. Сохранившиеся естественные леса на севере территории относятся к северной и средней темнохвойной тайге, на востоке – к средней и низкогорной моховой и мохово-травянистой тайге, на остальной части территории – к южной и широколиственной тайге. Площади естественных лесов ежегодно значительно сокращаются.



Антропогенные ландшафты представлены сельскохозяйственными и техногенными комплексами [258]. Сельскохозяйственные комплексы являются трансформированными антропогенными модификациями природных ландшафтов и характеризуются заменой естественной растительности на сельскохозяйственные культуры; к ним относятся пашни. При этом почвенный покров претерпевает значительные изменения. Сельхозугодья развиты большей частью в западной, южной и центральной частях территории. Техногенные комплексы представлены селитебными, промышленными, водохозяйственными ландшафтами; многие компоненты природных ландшафтов заменяются антропогенными объектами. Селитебные ландшафты (поселения сельского и городского типа) являются одним из основных очагов модификации природы и развиты в основном в западной, центральной и южной частях территории, а также в горнопромышленных районах на востоке листа. Промышленные ландшафты пространственно приурочены к селитебным зонам, а также выделяются как линейные промышленные объекты (железные, шоссейные и грунтовые дороги, линии электропередачи, нефте- и газопроводы). Водохозяйственные объекты (водохранилища и пруды) занимают большие площади на территории листа (особенно в Пермском крае); они привели к уничтожению лесных массивов, переработке берегов с активизацией экзогенных геологических процессов.

Территория листа О-40 входит в группу лесных ландшафтов, характеризующихся определенными климатическими условиями, типом растительности, почв, условиями гипергенной миграции химических элементов. Таежные ландшафты характеризуются пермацидным (промывным) режимом, где преобладают атмосферные осадки над испарением и преимущественным развитием пользуются подзолообразовательные процессы [258]. Промывной режим способствует преобладанию выноса химических элементов над процессом их накопления. Значительную роль играют вторичные аккумуляторные ореолы, приуроченные к пониженным частям рельефа. Поверхностные воды в основном слабоминерализованные существенно гидрокарбонатного состава. По особенностям водной миграции таежные ландшафты относятся к классу кислых и кислых глеевых. Среднетаежным ландшафтам свойственно более медленное разложение органических остатков и меньшая интенсивность биологического круговорота элементов. Процессы химического выветривания в зоне средней тайги затруднены, развито заболачивание с подзолисто-глеевыми и торфяно-болотистыми почвами. Миграция элементов направлена в сторону выщелачивания подвижных форм и частичного накопления их в подчиненных гидроморфных ландшафтах – в торфах и сапропелях. Поверхностные воды в среднетаежной зоне обычно ультрапресные, в зоне южной тайги – пресные, слабокислые.

В пределах горной части Урала и в предгорьях развиты таежные ландшафты горных массивов, низкогорья, цокольных и денудационных равнин на породах складчатых комплексов. Эти типы ландшафтов характеризуются сильным эрозионным расчленением рельефа. Это – «открытые» ландшафты, сформированные на различных типах скальных грунтов. Преобладают подзолистые и дерново-подзолистые почвы. По данным М. А. Глазовской [31],

элювиальные горизонты данных почв, как правило, обеднены барием, кобальтом, стронцием, никелем и др.

Ландшафты гольцовых склонов распространены в северо-восточной части территории. Это – северные отроги хр. Кваркуш, центральный и южный участки хр. Козмер, горная гряда Острый Тур – Чердынский Камень, Сухой Камень, район Сосновского Увала, горы Алёшин Камень и Дикарь Камень [36], а также Конжаковский Камень (1569 м), Косьвинский Камень (1520 м), Казанский Камень (1200 м). Крутые склоны этих вершин покрыты грубообломочными гравитационными образованиями; на вершинах и отдельных частях склонов сохранились скальные выходы. По геохимическим и геодинамическим параметрам этот тип относится к ландшафтам высокой устойчивости [37]. Среди отрицательных явлений следует отметить интенсивное проявление криогенного нивального выветривания и активных склоновых гравитационно-солифлюкционных процессов.

Большой пестротой литологического состава и ландшафтно-геохимических условий отличаются таежные ландшафты межгорных эрозионно-структурных депрессий Урала. В верхних частях склонов миграция элементов осуществляется в кислой окислительной среде при близком залегании коренных пород; в нижних частях склонов и в днищах межгорных котловин, затянутых аллохтонными делювиальными наносами, существует довольно однородный химический и минеральный состав, который практически не связан с подстилающими коренными породами. Наиболее обеднены микроэлементами четвертичные отложения, перекрывающие коренные породы и коры выветривания. Пониженное содержание микроэлементов наблюдается и в современном аллювии, что в целом свидетельствует об ослаблении контрастности геохимической дифференциации литогенной основы в поверхностных отложениях. Рыхлые отложения обеднены марганцем, барием, ванадием и рядом других элементов. Несмотря на генетическую однородность минерального состава рыхлых отложений в пределах депрессий, отмечается дифференцированность геохимического поля, происходят миграция и перераспределение микроэлементов в толщах осадков, в какой-то мере проявляется металлогеническая специализация коренных пород. Поверхностные и грунтовые воды межгорных депрессий обладают невысокой минерализацией, характеризуются сульфатно-гидрокарбонатным кальциево-магниевым составом. Они отличаются между собой соотношениями катионов магния и натрия: в поверхностных водах преобладает магний, в грунтовых – натрий. Содержание микроэлементов (по сухому остатку) в грунтовых водах выше, чем в поверхностных (для меди – в 2 раза). Исключение составляет серебро, концентрация которого в поверхностных водах выше, что обусловлено особенностями местного биологического круговорота [30].

Лесостепные ландшафты развиты в климатической зоне, переходной от влажной (таежной) к сухой (степной), где количество атмосферных осадков близко к испарению. По степени промытости эти ландшафты относятся к области пермацидно-импермацидного режима, где наблюдается сочетание хвойных и лиственных лесов с луговыми участками. Преобладающие почвы – серые лесные и оподзоленные черноземы. В пределах гидроморфных ландшафтов могут развиваться солоды, глеево-луговые, реже – торфяно-

глеевые почвы. Неустойчивый режим увлажнения обуславливает чередование процессов выщелачивания и вторичного засоления. Поверхностные воды часто минерализованные. В щелочной среде отмечаются довольно благоприятные условия миграции анионогенных элементов – молибдена, селена, хрома и др. При испарении в формировании аккумулятивных солевых ореолов участвуют бор, фтор, уран, молибден, литий, стронций [231].

На равнинной платформенной части территории большую роль играют аккумулятивные, эрозионно-денудационные и карстовые процессы. Русская равнина представляет собой в целом приподнятую полого-увалистую местность с высотами 200–400 м над уровнем моря, осложненную множеством эрозионно-денудационных возвышенностей, холмов и впадин. В центральной части территории расположена Приуральская депрессия – обширная низменная равнина (Веслянская, Камско-Кельтминская, Косинская, Среднекамско-Косьвинская низменности) с высотами 140–150 м, хорошо разработанными долинами крупных рек и Камским водохранилищем (с минимальной отметкой в урзе р. Кама на крайнем юго-западе 66 м). На западе области простираются Верхнекамская возвышенность с высотами до 337 м, Оханская возвышенность и Кондасские Увалы с высотами до 314 и 255 м соответственно; на северо-западе – Северные Увалы высотой до 270 м; на юго-востоке находится Уфимское плато с наиболее приподнятой частью – Сылвенским кражем высотой до 403 м; на юге стоит Тулвинская возвышенность с высотой 446 м (Белая Гора). Восточнее расположена Приуральская равнина (переходная полоса от Русской равнины к Уралу) – приподнятая полого-холмистая территория, изрезанная густой сетью речных долин с высотами 200–450 м, с широким развитием карстовых форм рельефа.

Комплексная оценка характера изменения природных ландшафтов в результате хозяйственного воздействия на природную среду выполнена С. Е. Баканиным [218]; им просчитаны показатели, учитывающие площадное и видовое разнообразие современных ландшафтов. При этом обращалось внимание на биологическую продуктивность, эрозионное расчленение, водообеспеченность, микроклимат и др. По аналогии с этой работой также выполнена оценка степени антропогенного воздействия на природные ландшафты, выраженная в баллах (от 0 до 10) в зависимости от типа природопользования. Ненагруженные и слабонагруженные территории с высокой степенью устойчивости (1–2 балла) наблюдаются на севере и северо-востоке листа, где основной тип природопользования – лесохозяйственный. В западной, южной и центральной частях листа преобладающий тип природопользования – сельскохозяйственный, степень антропогенной нагрузки умеренная, средняя и значительная (3–5 баллов). Районы с интенсивной и высокой степенью нагрузки (5–7 и более баллов) занимают небольшие площади и связаны с промышленным типом природопользования. Максимальная степень антропогенной нагрузки на все компоненты природы (8–10 баллов) – а, следовательно, и самая низкая степень устойчивости – наблюдается в районах добычи полезных ископаемых (Верхнекамское месторождение калийных солей, Кизеловский угольный бассейн), в старых и новых промышленных районах (районы Перми, Краснокамска, Березников, Соликамска, Чусового, Лысьвы, Кизела, Губахи, Гремячинска, Кунгура, Чайковского, Красновишерска и дру-

гих городов). На карте районирования современных ландшафтов отражены три крупные техногенные промышленные зоны, протягивающиеся в меридиональном направлении, где степень антропогенной нагрузки значительна: Березниковско-Соликамская, Александровско-Губахинско-Лысьвенская и Пермская. Промышленные комплексы этих зон включают в себя многие виды хозяйственной деятельности, техногенное воздействие в них носит сложный характер, охватывая все компоненты природы. Они имеют наступательный прогрессирующий характер, что обусловлено строительством новых предприятий и слабым комплексом защитных мероприятий.

### Экзогенные геологические процессы

Экзогенные геологические процессы (ЭГП) на территории листа О-40 имеют широкое развитие. Из них наибольшее распространение имеют: ЭГП климатического и ветрового характера (выветривание, эоловые процессы); ЭГП геоморфологического (гравитационного) характера (осыпи, обвалы, курумы, оползни, солифлюкция, лавины); ЭГП, связанные с действием преимущественно подземных вод (карст, суффозия, заболачивание); ЭГП, связанные с эродирующим действием поверхностных вод (речная, склоновая и овражная эрозия); ЭГП побережий водохранилищ (переработка берегов).

*Обвалы* – отделение массы горных пород на крутом склоне. В горной части листа они встречаются исключительно только на крутых склонах речных долин, где под действием русловых процессов создаются почти вертикальные уступы, деформирующиеся при достижении критических значений их устойчивости. На платформенной части обвально-осыпные процессы распространены в гораздо меньших масштабах. Они наиболее активно развиты в пределах склонов долин рек, протекающих в районе приподнятой денудационной равнины Уфимского плато (реки Сылва, Ирень, Кишертка и др.). Здесь развитие процесса объясняется несколькими причинами: во-первых, наличием горных пород с жесткими связями (доломиты, известняки, песчаники и т. д.); во-вторых, значительной крутизной склонов ( $75\text{--}85^\circ$ ) и высотой до 80–100 м.

*Осыпи* – накопления, образующиеся при скатывании со склонов обломков различного размера. Средние и нижние части склонов Уральского хребта, а также отдельных вершин гольцового типа с абсолютными отметками, превышающими 800–900 м, покрыты сплошным чехлом осыпей мощностью до 10–15 м в основании с размером обломков до 1,5–2,0 м. Данные образования представлены элювием местных пород, формированию которого способствует сочетание активного физического выветривания с большой крутизной склонов ( $60\text{--}80^\circ$ ). Осыпи меньших размеров часто располагаются ниже (по склону) многочисленных обнажений, встречающихся повсеместно на западном склоне Урала, в долинах рек Язьва, Чусовая, Уфа и др.

*Курумы* представляют собой скопления крупных обломков горных пород («каменные моря», «каменные реки»). Строение их, как правило, двухслойное – вверху глыбы, ниже щебень, дресва, песок. Размеры курумов разнообразны – от десятков до сотен квадратных метров по площади и до 1 км в длину («каменные реки»). Перемещение осуществляется микродвижениями, обусловленными колебаниями температуры, замерзанием и оттаиванием мелко-

зема, содержащегося в них. Движение курумов вниз по склону зафиксировано Н. Н. Назаровым [237] на горных хребтах Урала по наличию в их передовых частях поваленных и наклоненных деревьев. Курумы располагаются ниже участков интенсивного морозного выветривания на выположенных участках склонов, обычно не круче 25–30°. Они многочисленны и хорошо развиты на склонах и террасовых площадках большинства горных хребтов Северного Урала. На Среднем Урале курумы редки и развиты у подножья горы Осянка, хр. Басеги. Самой южной точкой их развития являются небольшие фрагменты на восточном склоне южной оконечности Белого Соя.

*Солифлюкция* – процесс течения верхних слоев грунта с включенным в него обломочным материалом при избыточном насыщении его водой по водонепроницаемому или мерзлому основанию. Этот процесс протекает под действием силы тяжести совместно с трудно отделяемыми от него процессами сползания и оплывания грунта. Отмечается солифлюкция на пологих склонах в виде небольших языков-наплывов грунта до 1–2 м в поперечнике. Процесс солифлюкции наиболее выражено проявляется в нижних и средних задернованных частях склонов хребтов и вершин Северного Урала. Солифлюкционные процессы приводят к образованию специфических форм (состоящих из мелкозема) в виде натечных террас и валиков (в форме извилистых лент длиной до 20–50 м). На некоторых участках процессы течения грунта отмечены даже ниже границы леса – значительные площади редко стоящих низкорослых деревьев представляют собой наклоненный в хаотическом беспорядке лес [237]. Замечено, что на меридионально вытянутых хребтах солифлюкция в большинстве случаев отмечается на склонах западной экспозиции. Избирательный характер процесса солифлюкции объясняется микроклиматическими особенностями: склоны восточной экспозиции, в отличие от противоположной, получают меньше инсоляции и поэтому более сухие. Процесс солифлюкции достаточно развит, хотя и в меньших масштабах, в равнинной части Пермского края, где наблюдается на склонах балок, оврагов, абразионных уступов и некоторых других элементов рельефа. Солифлюкция проявляется здесь ранней весной, когда оттаявший за день верхний слой грунта смещается по плоскости мерзлых пород параллельно склону.

*Оползни* – скользящее смещение горных пород на неустойчивых склонах под действием силы тяжести при участии поверхностных или подземных вод. Оползни широко развиты на склонах речных террас. Образованию их способствуют подземные воды, размягчающие глины, по которым сползают водонесные пески и супеси, трещиноватые карбонатные и терригенные породы. Оползни и оползневые массивы встречаются на многих склонах долин рек Предуралья и частично Урала. В большинстве случаев они небольших размеров и, как правило, уже стабилизировавшиеся. Наиболее крупные из них, достигающие иногда более 100 м, приурочены к берегам Камского водохранилища. Пораженность территории оползнями крайне неравномерна. Основная часть оползневых массивов наблюдается на более высоких и крутых правых берегах, сложенных породами кунгурского, казанского, реже – уржумского ярусов. Среднепермский терригенный разрез в целом благоприятствует развитию как хрупких деформаций скольжения, так и пластических деформаций выдавливания. Специфика геолого-литологического строения камских побе-

режий (чередование слоев с различной прочностью в условиях фациальной изменчивости и невыдержанности по мощности и по простирацию, повышенная «глинистость» разреза, сложная система гидравлически связанных и разобщенных слоев, линз и пропластков с различной степенью водообильности), своеобразии морфологии древнеоползневой склона и абразионного воздействия на его основе – вот основные компоненты природной среды, в которой прогрессируют современные камские оползни. Крупные оползни и оползневые массивы с шириной захвата 500–700 м зафиксированы не только на берегах, но и на склонах долин рек Кама (выше впадения в нее р. Весляна), Кондас, Тулва, Барда и др. Микрооползни (оплывины) – обычные элементы ландшафтов долин рек и ручьев, балок, оврагов и т. д., развивающихся в рыхлых четвертичных отложениях, они широко распространены на склонах с крутизной более 20–30°, свободных от древесной и кустарниковой растительности [237].

*Карст*, по определению Г. А. Максимовича [111], – «...это процесс химического и отчасти механического воздействия подземных и поверхностных внерусловых вод на растворимые, проницаемые горные породы (карбонаты, гипс, ангидрит, соли и т. д.). В результате возникают поверхностные и подземные скульптурные, а при выпадении из раствора, обрушении – аккумулятивные формы». Это – собственно геохимический процесс взаимодействия относительно хорошо растворимых пород с природными водами, проявляющийся, как и другие экзогенные процессы, в их разрушении – главным образом в растворении (в меньшей степени – эрозии, выветривании), переносе продуктов разрушения (в растворенном состоянии, а также механическим путем) и отложении осадков – как хомогенных, так и обломочных.

По степени пораженности экзогенными процессами в юго-восточной части территории на первое место выходит карст, представленный большим количеством активно развивающихся разнообразных форм (пещеры, воронки, провалы, суходолы, ниши, гроты и др.). Все они тяготеют к придолинным склонам, контактам пород, тектоническим нарушениям, обновленным новейшей тектоникой зонам. В пределах Сергинско-Уфимской депрессии наиболее сильно закарстованы рифогенные известняки нижнего девона [310]. Плотность карстовых воронок в границах Сергинского и Южно-Шемахинского месторождений подземных вод составляет 14,4 штук на 1 км<sup>2</sup>.

Наиболее подвержены карстообразованию массивные и грубослоистые известняки (часто мраморизованные), однородные, отличающиеся чистотой химического состава. Из поверхностных карстовых форм наиболее широко распространены карстовые воронки (поверхностного выщелачивания и провальные), карстовые западины, карстовые котловины и коррозийный карст.

*Заболачивание* имеет очень широкое распространение на данной территории, особенно в Пермском крае; общая площадь болотных массивов – более 12 тыс. км<sup>2</sup>. Бассейны малых рек Прикамья заболочены более чем на 30%. Особенно развиты болота в северо-западной (равнинной) части площади листа, где вследствие особенностей климата и рельефа, а также своего распространения на слабопроницаемых флювиогляциальных отложениях они занимают огромные территории. Широкое распространение имеют болота как верховые, так и низинные. Их насчитывается свыше 800, самые крупные из

них – Большое Камское, Джурич-Нюр, Базимское. Горная часть с пересеченным рельефом, хорошо дренированная реками, несмотря на большую (по сравнению с предгорьями) увлажненность, заболочена сравнительно слабо. Хотя и здесь вследствие распространения сезонной, а местами и многолетней мерзлоты, препятствующей просачиванию атмосферных осадков и интенсивной циркуляции подземных вод, наблюдается заболачивание впадин на нагорных террасах, в седловинах перевалов и днищах межгорных впадин. Равнинные междуречья предгорных районов Северного Урала характеризуются заболачиванием лесных суходолов и превращением лесных массивов в лесные мезотрофные и олиготрофные болота. Причиной заболачивания является поднятие уровня грунтовых вод вследствие наполнения торфяниками чаши водоемов, слабого испарения и плохого дренажа междуречий. Создание Камского и Воткинского водохранилищ способствовало повышению уровня грунтовых вод и значительному заболачиванию поверхностей низких надпойменных террас. Наиболее интенсивно этот процесс проявился между устьями рек Яйва и Косьва (Камское водохранилище). В меньших масштабах заболачивание произошло в устьях рек Иньва и Чермоз, в пригородах Березников (Камское водохранилище) и Краснокамска, на левом берегу против села Частые (Воткинское водохранилище).

Процессы образования болот неразрывно связаны с торфообразованием. Например, площадь, занятая торфяниками в Пермском крае, составляет 4 % от его общей территории. В крае разведано 754 торфяных месторождения, из которых 92 разрабатываются.

В восточной части территории болота развиты в долинах рек и в понижениях между увалами. Площадь некоторых из них достигает 8–10 км<sup>2</sup> (Пойминское, Салдинское, Черновское). Питание болот и торфяников в большинстве случаев смешанное. Некоторые из них (вблизи промышленных зон) испытывают серьезное техногенное воздействие.

*Речная (боковая) эрозия* – это наиболее широко развитый вид эрозионных геологических процессов на берегах рек платформенной части территории. Геолого-геоморфологическая деятельность русла всякой реки сводится ко взаимодействию нескольких процессов, протекающих параллельно либо сменяющих друг друга: русловой эрозии, транспортировки продуктов разрушения и аккумуляции. Благодаря им реки регулярно перемещают огромное количество твердого материала и производят деформацию земной поверхности, создавая сеть речных долин и аллювиальные террасы. Врезаясь в поверхность суши, реки усиливают контрасты рельефа, обуславливают увеличение крутизны склонов и тем самым способствуют активизации протекания всего спектра ЭГП, находящегося с ним в генетической связи. Развитие процесса речной эрозии приводит к возникновению русловых деформаций – вертикальных и горизонтальных. Вертикальная, или глубинная, эрозия связана с деформациями продольного профиля реки и сопровождается погружением его отметок. Это является результатом процессов автоматического выравнивания транспортирующей способности потока. Горизонтальная эрозия, обусловленная в первую очередь боковой эрозией, проявляется в изменении русла в плане. Именно это боковое (горизонтальное) смещение рек и производит основное рельефообразующее воздействие на их долины в настоящее время.

Проблема переработки берегов искусственных водоемов (водохранилищ) является одной из важнейших в инженерной геологии и геоэкологии. Это определяется колоссальной протяженностью береговых линий крупных акваторий, где на значительных площадях происходит изменение геологической среды активизации ЭГП и комплекса природных, в том числе инженерно-геологических и геоэкологических, условий. На берегах Камского и Воткинского водохранилищ отмечен следующий комплекс основных экзогенных процессов и явлений: абразия, эрозия, перенос и аккумуляция абразионного материала, оползни, заболачивание, всплывание торфяников и формирование биогенных берегов, подтопление, карст, суффозия, золотые процессы. Характеристика многих из этих процессов уже давалась выше.

*Овражная эрозия* – довольно широко распространенный процесс, особенно на территории Пермского края и Башкирии. Наиболее заовраженные участки в ее пределах располагаются в юго-западной наиболее освоенной в хозяйственном отношении половине территории. Локальные участки активизации эрозионной деятельности вне ее пределов приурочены, как правило, к территориям островного хозяйственного освоения – в окрестностях населенных пунктов и промышленных площадок. Важнейшей причиной ослабления эрозионной деятельности временных водотоков к северу и востоку следует считать резкое сокращение территорий, свободных от леса, но именно в их пределах и располагается максимум площадей водосборов отдельных оврагов и овражных систем, что является характерной чертой именно для гумидной ландшафтно-климатической зоны. Для последней совершенно не характерно изменение природных комплексов под действием естественных вариаций метеорологических условий и рельефа, которые могли бы оказать влияние на сток и почвенно-растительный покров, а через них и на интенсивность эрозионных процессов. Современное развитие оврагов может быть объяснено только хозяйственной деятельностью человека. По-видимому, главную роль при этом сыграло земледельческое освоение территории в прошлом, сопровождавшееся сплошным разрушением на обширных пространствах наиболее мощного в этой зоне противэрозионного компонента природного комплекса – растительности. Благоприятные для оврагообразования геолого-геоморфологические и гидрометеорологические условия рассматриваемой территории проявились в развитии овражной сети именно в условиях уничтожения естественной растительности. При таком решении вопроса о причинах возникновения овражной сети можно говорить и об относительно молодом ее возрасте. Роль растительного покрова заключается в переводе поверхностного стока в подземный, резком снижении неравномерности стока, уменьшении скоростей стекания воды, скрепляющем действии корневой системы, предохранении почвы от капельной эрозии и уменьшении глубины промерзания почвы.

### **Экологическое состояние геологической среды и ее компонентов**

*Загрязнение почв и грунтов.* Литогеохимическая характеристика почв и донных осадков территории приводится по данным геологосъемочных и геолого-экологических работ разных лет [258].



Спектральным анализом в пробах почв определялись 34 элемента (Mn, Ni, Co, V, Ti, Cr, Zr, W, Mo, Cu, Zn, Pb, Sn, Ag, Au, Bi, Cd, Sb, As, P, Be, Ba, Ge, Ga, Nb, Pt, Y, Hf, Sr, Ta, Tl, Te, Li, Sc), из которых установлено присутствие 25 элементов. Не обнаружены: Au, Bi, Sb, As, P, Pt, Ta, Tl, Te (Sb, As, Bi обнаружены только в техногенных почво-грунтах г. Пермь). В пробах донных осадков определялись 23 элемента (Mn, Ni, Co, V, Ti, Cr, Zr, Mo, Cu, Zn, Pb, Sn, Ag, Bi, Be, Ba, Ga, Nb, Sc, Y, Sr, Hg, U).

В результате обработки литогеохимических данных в почвах изученной части территории Пермского края установлено большое количество различных аномалий с превышением ПДК или ОДК по 20 микроэлементам (Pb, Zn, Cd, Be, P, As, Ni, Co, Cr, Mo, Cu, Sb, Mn, V, Ba, Sr, Sn, Ti, Zr, Ga). Многие аномалии имеют небольшую площадь или зафиксированы по отдельным точкам, другие содержат обширные поля с превышением фона по ПДК. Коррелируемость аномальных полей также различна. Одни аномалии изолированы, другие создают комплексные аномальные зоны и участки.

Основными факторами выделенных аномальных зон (АЗ) являются природные условия формирования геохимических полей – структурно-тектонические, неотектонические, литолого-петрографические, физико-географические, физико-химические, ландшафтные, гидрогеологические и многие другие. Поэтому высокий фон многих химических элементов в почво-грунтах, донных осадках, водах этих АЗ обеспечен всем комплексом природных условий, в том числе и прямой связью с месторождениями и рудопроявлениями полезных ископаемых. Однако отмечается приуроченность всех основных аномалий к зонам тектонических нарушений глубинных разломов и некоторым локальным поднятиям. Основную контролирующую роль для АЗ играет структурно-тектонический фактор.

Отмечается приуроченность многих аномалий в пределах выделенных АЗ и отдельных аномалий вне пределов АЗ к населенным пунктам, автомобильным и железнодорожным магистралям, промышленным, сельскохозяйственным и селитебным зонам.

Города Березники и Соликамск с подчиненными им территориями являются центром калийной промышленности России. Здесь разрабатывается крупнейшее в мире Верхнекамское месторождение калийных и поваренных солей. Ведущими отраслями являются химическая и горнодобывающая промышленности. Последняя представлена предприятием ОАО «Уралкалий», которым производится разнообразная химическая продукция – калийные и азотные минеральные удобрения, поваренная соль, кальцинированная и каустическая соды, известняковая мука, ядохимикаты, красители, кислоты, щелочи, синтетические моющие средства и многое другое. При добыче и производстве калийных удобрений образуется ежегодно более 16 млн т галитовых отходов, основная масса которых (около 70 %) складывается в солеотвалы на поверхности земли, загрязняя почву, поверхностные и подземные воды.

При проведении эколого-геохимического картирования почво-грунтов, донных осадков, поверхностных и подземных вод в восточной части территории в разные годы различными авторами [310] отобраны и проанализированы тысячи проб. Обработка богатого фактического материала позволила выделить природные и техногенные аномалии, выявить ареалы загрязнения

территории тяжелыми металлами. Наиболее крупные природно-техногенные аномалии в почво-грунтах прослеживаются в пределах городов Ревда, Первоуральск, Староуткинск, Нязепетровск и др. Площадь Первоуральско-Ревдинской аномалии достигает 800 км<sup>2</sup>, Староуткинской – более 250 км<sup>2</sup>, а Нязепетровской – 250 км<sup>2</sup>.

Среди элементов-загрязнителей выделяются цинк, медь, олово, хром и железо. Крупная аномалия природно-техногенного характера, компонентный состав которой представлен цинком, оловом и железом, выявлена к северу от Михайловского завода. Еще одна крупная природная аномалия прослеживается в бассейне р. Ревда восточнее горы Шунут. Микрокомпонентный состав этой аномалии отличается большим разнообразием (цинк, свинец, кобальт, олово и железо). Все эти перечисленные аномалии весьма контрастны, но по суммарному показателю загрязнения ( $Z_c$ ) редко превышают 16–32 ед. фона.

На отдельных участках (г. Кушва, пос. Баранчинский, территория рудников и др.) почвы и грунты характеризуются чрезвычайной экологической ситуацией при опасном ( $Z_c = 32–64$ ) и весьма опасном ( $Z_c > 64$ ) уровне загрязнения тяжелыми металлами. Среди наиболее распространенных элементов-загрязнителей отмечается присутствие хрома, никеля, кобальта, вольфрама, цинка, меди. Отдельно показаны аномалии железа. Выявлены зоны чрезвычайной экологической ситуации ( $Z_c > 32$ ) в западной части листа О-40-ХVIII [44]. Здесь наиболее распространены цинк, медь, никель, свинец, хром, и только на крайнем севере восточнее пос. Промысла в почвах отмечено присутствие кадмия, сурьмы и селена.

*Загрязнение воздушной среды.* Основные выбросы загрязняющих веществ в атмосферу производятся от промышленных источников, наиболее крупные из которых сосредоточены в крупных городах территории – Перми, Краснокамске, Качканаре, Нижнем Тагиле, Первоуральске, Михайловске.

В целом по Пермскому краю выбросы загрязняющих веществ в атмосферу (основная часть которых приходится на территорию листа О-40) составляют (в тыс. т): 2001 г. – 600; 2002 г. – 646,1; 2003 г. – 462,9; 2004 г. – 476,1; 2005 г. – 460,4. Основным компонентом в выбросах загрязняющих веществ является метан (39 % от общей массы выброса), выбрасываемый предприятиями трубопроводного транспорта. На втором месте по массе выброса – оксиды углерода (26 %) и азота (12 %), образующиеся в процессе сжигания различных видов топлива, а также летучие органические соединения, основным источником которых являются нефтедобывающие и нефтеперерабатывающие предприятия.

В Свердловской области основные выбросы загрязняющих веществ в атмосферу (в пределах листа О-40) осуществляются крупными промышленными центрами, такими как Первоуральск, Нижний Тагил, Качканар. Современная производственная база г. Первоуральск включает 17 самых крупных промышленных предприятий и представляет наиболее характерные отрасли промышленности Среднего Урала: металлургию, химию, металлообработку, горнодобывающую, электроэнергетику и т. д. Черная металлургия является основой промышленного производства (75 %) города. ОАО «Первоуральский новотрубный завод» дает наибольший вклад (более 90 %) в выбросы фтористых соединений, в т. ч. фтористого водорода. В 1999 г. выбросы загрязняю-

щих веществ в атмосферу города составили 5,848 тыс. т. Основной вклад в выбросы диоксида серы дают предприятия УМП ЖЭТ-1 (33,4 %) и Первоуральская ТЭЦ (28,7 %). Загрязнение атмосферного воздуха аммиаком является в основном результатом производственной деятельности птицефабрики «Первоуральская» (более 85 %). Основной вклад в загрязнение воздуха г. Ревда вносит ОАО «Среднеуральский медеплавильный завод» (90 %). Прежде всего это выбросы диоксида серы (более 90 %), свинца и газообразных фтористых соединений, диоксида азота. Большое количество диоксида азота поступает в атмосферу от АООТ «Ревдинский метизно-металлургический завод» (до 31 %).

В более мелких населенных пунктах имеются небольшие металлургические (города Нижние Серги, Билимбай, Староуткинск), машиностроительные (поселки Атиг, Новоуткинск, Бисерть), металлообрабатывающие (города Нязепетровск, Верхние Серги) заводы, а также предприятия бумажной промышленности (г. Михайловск). Горнодобывающая промышленность сосредоточена в г. Первоуральск (пос. Магнитка) и п.г.т. Билимбай. Значительное развитие на территории имеют лесная и деревообрабатывающая промышленности.

На площади листа О-40-XXIV хозяйственная деятельность человека негативно сказывается на естественном ходе эволюции биосферы и на здоровье людей. Город Нижний Тагил (371,9 тыс. человек населения) – центр мощного Тагило-Качканарского промышленного района, занимает по численности жителей второе место в Свердловской области. Ведущее место среди промышленных предприятий города занимает Нижнетагильский металлургический комбинат (НТМК). Значительное место занимают химия (заводы пластмасс и коксохимический) и горнорудная промышленность. Разрабатываются месторождения железных руд (рудники Высокогорский, Лебяжинский, Естюнинский), действуют карьеры по добыче огнеупорных сиенитов и флюсовых известняков. Насыщенность промышленными предприятиями и автотранспортом привела к загрязнению воздушного бассейна города оксидами углерода, серы и азота, фтористыми соединениями и летучими веществами.

Промышленными предприятиями г. Качканар в 1999 г. в атмосферу выброшено 152,8 тыс. т загрязняющих веществ [41]. В 2010 г. Качканарский ГОК занял третье место в списке основных уральских предприятий-вкладчиков в загрязнение атмосферного воздуха. Ежегодно предприятие выбрасывает в атмосферу почти 90 т загрязняющих веществ, что существенно ниже по сравнению с 1999 г., но не снижает роста числа заболеваний органов дыхания.

*Радиоэкологические условия* на территории листа О-40 обусловлены естественными и техногенными источниками радиоактивного излучения.

Площадные радиометрические работы в Пермской области начали проводиться с 1955 г. в связи с развертыванием массовых поисков урановых руд организациями нефтяного профиля (в основном трестом «Пермнефтегеофизика»): пешеходная и автомобильная гамма-съемка, гамма-каротаж скважин сейсмического, разведочного и структурно-поискового бурения, промер керн и радиогидрогеологическое опробование.

В соответствии с Законом Российской Федерации «О радиационной безопасности населения и нормах радиационной безопасности» (НРБ–96), в настоящее время установлены более жесткие нормативы предельно допустимых годовых эквивалентных доз облучения населения и производственного персонала [258]. Для населения края устанавливается предел средней годовой эффективной эквивалентной дозы в 1 мЗв. В соответствии с принятой классификацией, естественный радиационный фон (ЕРФ) определяется распределением естественных радионуклидов в почвах, горных породах, воде и воздухе и составляет 10–15 мкР/ч.

Гамма-поле по МЭД гамма-излучения, связанной с излучением естественных радионуклидов, по Пермскому краю (по данным гамма-съемки) носит довольно мозаичный характер и изменяется в пределах от 1 до 5 с преобладанием 3–4 мкР/ч. На большей части площади характер гамма-поля целиком определяется радиоактивностью поверхностных образований и степенью увлажненности почв. На севере в долинах рек и зонах повышенной увлажненности почвы фоновая радиоактивность составляет 1–2 мкР/ч, понижаясь над наиболее заболоченными участками до 1 мкР/ч и менее, над повышенными участками рельефа поднимается до 2–3 мкР/ч. Интенсивностью 3–4 мкР/ч характеризуется гамма-поле в области развития суглинистых почв. При этом более глинистые почвы обладают повышенным кларком урана и являются более радиоактивными [230].

В результате проведения гидрогеологической съемки были выявлены 44 точки с повышенным и аномальным содержанием растворенного урана в воде. Наибольшее количество аномалий сосредоточено в отложениях верхней перми, 11 точек приходится на казанский ярус, 29 точек – на кунгурский ярус нижней перми. В количественном отношении содержание урана в подземных водах зоны активного водообмена существенно не отличается и составляет  $3,9\text{--}7,8 \times 10^{-3}$  мг/дм<sup>3</sup> для отложений казанского яруса и  $3,95\text{--}5,2 \times 10^{-3}$  мг/дм<sup>3</sup> для отложений кунгурского яруса.

По данным ГПП «Зеленогорскгеология», на территории Пермского края были выявлены пять площадей с полигенным урановым оруденением. Большая часть информации при этом получена по тем же материалам гамма-каротажа на глубинах 381–2232 м в нижнекаменноугольных и нижнепермских отложениях. Максимальная радиоактивность (138–232 мкР/ч) установлена на Томиловской аномалии площадью 1800 км<sup>2</sup>.

В Пермской области с 1969 по 1988 г. было произведено 10 подземных ядерных взрывов (ПЯВ) общей мощностью 75 килотонн. Из них два – на Осиновском нефтяном месторождении на глубине 1200 м, пять – на Гежском нефтяном месторождении на глубине 2300 м, три – в Чердынском районе. Взрывы изменили естественную геологическую структуру, стимулировали активизацию глубинных разломов и усугубили аномальную миграцию радона по зонам трещиноватости в земной коре.

Ореолы поверхностного загрязнения цезием-137 (свыше 0,1 Ки/км<sup>2</sup>) отмечены на широте городов Нижняя Тура и Кушва (сказались последствия Чернобыльской аварии 1986 г.), но они не превышают существующих нормативов.

## Качество поверхностных и подземных вод

Проблема изучения экологического состояния поверхностных вод является одной из важнейших для данной территории. Современное хозяйственно-питьевое водоснабжение населения Пермского края базируется на использовании поверхностных и подземных вод, при этом доля первых составляет 56 %. Водоснабжение г. Пермь почти полностью (96 %) построено на использовании поверхностных вод. Водоснабжение таких городов, как Добрянка, Гремячинск, Чусовой, Кизел, Кунгур, Нытва, Краснокамск, Чайковский, как и многих более мелких населенных пунктов, тоже базируется на использовании поверхностных вод.

В Камском водохранилище в 1999 г. отмечались следующие среднегодовые значения концентраций, превышающих нормативы (ПДК): меди – 2, железа общего – 5, марганца – 14. Максимальные разовые концентрации превысили (ПДК): фенолов – 6, нефтепродуктов – 3, меди – 4, цинка – 2, азота аммонийного – 4, железа общего – 5, марганца – 63.

В Воткинском водохранилище в 1999 г. отмечались следующие среднегодовые значения концентраций, превышающих нормативы (ПДК): меди – 3, железа общего – 4, марганца – 11. Максимальные разовые концентрации превысили (ПДК): фенолов – 4, нефтепродуктов – 3, меди – 6, цинка – 11,5, железа общего – 6, марганца – 34.

*Река Чусовая* – крупнейший приток р. Кама. Качество воды в реке (в районе г. Чусовой) в 1999 г. соответствовало 3-му классу – «вода умеренно загрязненная», индекс загрязнения воды (ИЗВ) составил 2,90. Среднегодовые значения концентраций, превышающих нормативы, в 1999 г. составили (ПДК): меди, цинка, железа – 2, марганца – 11. Максимальные разовые концентрации достигли (ПДК): нефтепродуктов – 3, меди – 5, цинка – 4, железа общего – 10, марганца – 23, азота нитратного – 1–2. К сожалению, хромом р. Чусовая загрязнена на многие десятки километров (Первоуральский хром-пиковый завод). Уровень загрязнения шестивалентным хромом высокий – до 3–4 ПДК.

*Река Сылва* в своем бассейне имеет (ПДК) повышенные концентрации таких загрязнителей, как марганец – до 7, железо – до 3, фосфаты – до 3,7, нефтепродукты – до 15, селен – до 5, титан – до 166.

*Река Косьва* является одной из самых загрязненных в Пермском крае. В 1999 г. в створе ниже г. Губаха степень загрязненности составляла 9–11 ИЗВ, что соответствует 6-му классу качества воды – «вода очень грязная».

В 2007 г. среднегодовые концентрации выше нормативов отмечались (ПДК): по марганцу – 16, фенолам – 3, железу общему – 54 (в 2006 г. – 55). Максимальные концентрации последнего, как и в 2006 г., неоднократно достигали уровня экстремально высокого загрязнения (ЭВЗ) водного объекта (ПДК): в январе – 93, феврале – 69, апреле – 85, августе – 86, ноябре и декабре – 65. Основная причина загрязнения – излив подземных вод закрытых шахт Кизеловского угольного бассейна. Уровень загрязнения воды р. Косьва ниже г. Губаха остается стабильно высоким. К критическим показателям загрязнения воды (КПЗ) относятся соединения железа и марганца.

Среднее значение комплексной оценки качества воды (УКИЗВ) за весь период наблюдений – 3,90 (в 2006 г. – 4,08), что характеризует воду в р. Косьва как «грязную» (4-й класс качества) и указывает на сохранение стабилизации уровня загрязненности воды в реке.

На р. *Вильва* (притоке р. Усьва) в районе автодороги Чусовой–Губаха среднегодовая концентрация железа общего снизилась в 2 раза и составила 116 ПДК (225 – в 2006 г.). Из 10 отобранных проб в 2007 г. в восьми случаях зафиксированы концентрации железа на уровне ЭВЗ в пределах 63–372 ПДК. Среднегодовой уровень содержания марганца превышал ПДК в 30 раз. Основная причина загрязнения – излив подземных вод закрытых шахт Кизеловского угольного бассейна. Уровень загрязнения воды р. Вильва остается критическим. Качество воды р. Вильва незначительно улучшилось по сравнению с 2006 г. – с переходом в пределах 4-го класса качества из разряда «в» («очень грязная») в разряд «а» («грязная») за счет уменьшения повторяемости числа случаев превышения ПДК соединений меди, никеля, цинка.

В р. *Сулем* среднее за год содержание загрязняющих веществ составило (ПДК): марганец – 13,2, железо – 6,3, цинк – 3,3, нефтепродукты – 2,5.

Поверхностный сток р. *Тагил* – находится под воздействием кислых дренажных вод Левихинского и Карпушихинского медноколчеданных месторождений (рН = 2,6–4,0). В районе г. Нижний Тагил река загрязнена промышленными и хозяйственно-бытовыми стоками. В 1997 г. по городу сброс загрязненных сточных вод составил 15,546 млн м<sup>3</sup> без очистки и 138,375 млн м<sup>3</sup> – недостаточно очищенных; отмечаются такие ингредиенты, как железо, медь, цинк, фтор, большое количество взвешенных органических веществ. По данным института «Водоканалпроект», в водах р. Тагил, протекающей по площади листа О-40-XXIV, содержится: фенолов – до 153,7 мг/дм<sup>3</sup>, железа – 128,2 мг/дм<sup>3</sup>, меди – 0,2 мг/дм<sup>3</sup>, БПИ<sub>5</sub> – 37,5 [50]. Кроме ненормативно работающих очистных сооружений, угрозу окружающей природной среде наносят шламонакопители; наиболее крупным из них является золоотвал второй очереди Верхнетагильской ГРЭС. Наибольшую опасность представляет Черемшанское шламохранилище на р. Черемшанка. Превышение уровня шламов достигло 40–44 м над уровнем реки, что при наличии гидравлической связи этих объектов создает потенциальную угрозу прорыва в Верхне-Выйский пруд, используемый для хозяйственно-питьевого водоснабжения.

На р. *Тура* отрицательное воздействие оказывают сточные воды предприятий г. Качканар (24,9 млн м<sup>3</sup>/год) и хозяйственно-бытовые стоки пос. Валериановск (0,49 млн м<sup>3</sup>/год). С карьеров и шламонакопителей Качканарского горно-обогатительного комбината (КГОК) ведется постоянный сброс дренажных вод, составляющий 16,72 тыс. м<sup>3</sup>/сут и требующий доочистки, так как в них отмечается превышение ПДК по аммонийному и нитратному азоту в 3–4 раза, а временами – десятикратное. Выбросы от автотранспорта в зоне КГОК составляют в среднем 2877 т/год, в том числе (т): твердые частицы – 11,4; СО – 2212,6; окись азота – 416,3; углеводороды – 213,6; SO<sub>2</sub> – 23,1; Pb – 0,6 [41].

*Река Буй*, ранее имевшая гидрокарбонатный магниевый-кальциевый состав воды с минерализацией 0,3–0,5 г/дм<sup>3</sup> и жесткостью 6–8 мг-экв/л, в настоящее

время стала хлоридно-гидрокарбонатной кальциево-натриевой [52]. Минерализация увеличилась до 1,5 г/дм<sup>3</sup>, а жесткость – до 10,2 мг-экв/л. Пресные подземные воды нефтеносных площадей в этом районе подвергаются двойному воздействию: хлоридные и сульфатные воды из подкунгурских горизонтов под гидростатическим напором через маломощные водоупоры достигают подошвы пресных вод аллювия и смешиваются с ними, образуя хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые и сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-магниево-натриевые воды с минерализацией от 1,7 до 2,6 г/дм<sup>3</sup>. При этом верхние горизонты пресных вод аллювия еще остаются кондиционными.

*Река Уфа* основную массу загрязняющих веществ в воды свои и притоков получает в районе г. Михайловск, где бумажная фабрика сбрасывает 0,287 млн м<sup>3</sup> нормативно очищенных сточных вод.

За 1997 г. со сточными водами в *р. Серга* поступило 5,66 т органических веществ, в том числе 4,5 т взвешенных веществ и 0,6 т нефтепродуктов. В связи с некоторым сокращением производства в последние годы произошло уменьшение массы сбрасываемых в стоки загрязняющих веществ: взвешенных веществ – на 76 %, меди – на 64 %, железа – на 86 %, цинка – на 73 %, алюминия – на 89 %. Заметно уменьшение нефтепродуктов в производственных стоках [310].

Поверхностные водотоки подвергаются загрязнению в зоне разработки россыпей, где повышаются мутность и уровень содержания в воде взвесей, что приводит к нарушению экосистем. Подземные воды района слабо защищены от поверхностного загрязнения; наиболее уязвимы трещинно-карстовые воды в карбонатных породах и аллювиальные грунтовые воды, активно связанные с поверхностной гидросферой.

Оценка территории на пестициды была проведена в результате обобщения материалов, полученных при проведении гидролитохимической съемки ГП «Зеленогорскгеология» в 1991–1995 гг. Данные об используемых пестицидах в 2000 г. представлены Пермской областной станцией защиты растений [258]. Использованы также результаты анализов проб воды на пестициды, выполненных ГП «Запуралгидрогеология» в 1992–1996 гг. К сожалению, этими работами не затронут север области, где возможно неконтролируемое использование пестицидов для борьбы с комарами в районах лесоразработок, а также в результате опыления леса против листогрызущих вредителей.

Пестициды являются наиболее опасными в плане антропогенного воздействия на окружающую среду. Они применяются для борьбы с сорняками, болезнями растений, вредителями. К наиболее опасным по воздействию на окружающую среду и человека относятся пестициды хлорорганической группы (ХОП) – ДДТ и ГХЦГ, а также ряд пестицидов фосфорорганической группы (ФОП) – метафос, фосфамид и др. В последнее время наметилась тенденция к сокращению объема применения пестицидов.

Основным объектом эколого-гидрогеологического картографирования [258] является объект активного водообмена (глубиной преимущественно до 100–150 м). По сложившимся природным гидрогеологическим условиям она оказывает основное влияние на человека и среду его обитания. Воды только этой области пригодны для хозяйственно-бытового водоснабжения, и в то же время она наиболее всего подвержена влиянию техногенеза. Исходя из гид-

рогеодинамических различий, область активного водообмена включает зону аэрации (не содержащую постоянных во времени гравитационных вод, являющуюся основным объектом прямого хозяйственного воздействия и характеризующую степень защищенности ПВ от техногенного воздействия) и зону безнапорно-субнапорных нисходящих вод (включающую ПВ, залегающие выше местных базисов дренирования и аккумулирующую атмосферные осадки, содержащие основные ресурсы пригодных для водоснабжения ПВ и подверженные в той или иной степени влиянию техногенных процессов).

На всех обследованных месторождениях пресных вод в родниках и скважинах выявлено разной степени интенсивности загрязнение подземных вод нефтепродуктами [258], максимальное превышение достигает 73,6 ПДК (Ножовское месторождение). Помимо месторождений, нефтепродукты встречаются во многих одиночных скважинах (до 10,5 ПДК).

В восточной части территории естественный режим многих рек изменен созданием на них прудов, наиболее значительные из которых – Нижне- и Верхне-Тагильский, Верхне-Выйский, Ленеvский и Черноисточинский. Пруды, расположенные в промышленных зонах, сильно загрязнены [50]. Содержание микро- и макроэлементов в их водах превышает 5 ПДК.

### **Общие принципы и критерии оценки состояния геологической среды (ГС)**

Основные результаты по геоэкологическим исследованиям территории представлены на схеме оценки эколого-геологической обстановки. В настоящее время также достаточно сложно оценить региональную направленность изменения природной среды в целом и ГС в частности. Достоверность этой оценки должна основываться на длительных мониторинговых и режимных наблюдениях по всем компонентам природной среды. В качестве оценочных критериев рассматриваются семь основных компонентов: почвы, донные осадки, литогенная основа, подземные воды, поверхностные воды, ландшафты (растительность), приповерхностная атмосфера.

Территории с *благоприятными* экологическими условиями выделены в северо-западной и северо-восточной частях листа О-40. К ним отнесены площади с природными условно-естественными лесными или природно-антропогенными (вторичными лесными, частично вырубками, луговыми) ландшафтами и в целом имеющие благоприятную (допустимую) степень нарушения среды. Эти площади характеризуются редким развитием слабых по интенсивности и локальных по распространенности природных (в основном это заболоченность) и техногенных опасных (экологически неблагоприятных) процессов и объектов. Геохимические аномалии либо отсутствуют (из-за низкого фона или слабой изученности), либо локальны, характеризуются допустимой степенью загрязнения и не превышают ПДК.

Территории с *удовлетворительными* экологическими условиями занимают наибольшие площади в северной, западной и южной частях листа О-40 и отдельными пятнами распространены в центральной и восточной его частях. При этом в северной половине преобладают значения суммарного оценочного балла до 18, а в южной половине – 8–12 баллов. К ним также отнесены



территории с природными ландшафтами (условно-естественные леса сочетаются с крупными болотными массивами, гольцами в горных районах); преобладают природно-антропогенные ландшафты; в южной и западной частях области также развиты сельскохозяйственные антропогенные ландшафты. В целом типична удовлетворительная (малая) и напряженная (средняя) степень нарушенности среды, которая характеризуется регулярным проявлением (развитием) разных по интенсивности (но преимущественно слабых) и локальных по распространенности природных и техногенных экологически неблагоприятных процессов и явлений (реже, особенно в восточных районах, проявляются опасные ЭГП гравитационного типа и карст, на северо-западе большие площади занимают болота). Геохимические аномалии характеризуются умеренно опасной степенью загрязнения, в основном не превышают 1,5–5 ПДК (в зависимости от классов опасности); выделяются отдельные локальные и точечные геохимические аномалии с более высоким уровнем ПДК.

Территории с *напряженными* и *кризисными* экологическими условиями занимают в пределах листа О-40 большие площади, особенно в центральных и восточных районах, а также в его юго-западной и юго-восточной частях. Общая их площадь – около 48 % территории. К ним отнесены территории природно-антропогенных и антропогенных ландшафтов; в последних преобладают сельхозугодья, но значительны также селитебные и промышленные зоны, занимающие существенные площади. В сельскохозяйственных районах преобладает напряженная (средняя) степень нарушенности среды; в промышленных районах отмечается кризисная степень нарушенности среды, которая характеризуется регулярным проявлением умеренно опасных природных и техногенных неблагоприятных процессов и явлений (процессы переработки берегов водохранилищ, карст, оползни, овраги и др.). Выделяются обширные геохимические аномалии, часто с опасной степенью загрязнения (до 3–20 ПДК, в зависимости от классов опасности).

Территории с *катастрофическими* экологическими условиями (18 баллов и более) занимают относительно небольшую площадь. Выделяется семь локальных участков: Соликамско-Березниковский, Александровско-Кизеловско-Губахинский, Гремячинско-Чусовской, Пермско-Краснокамский, Чайковский (Кунгурский), Нижний Тагил и Первоуральск. Данные территории представляют собой практически полностью антропогенные ландшафты с развитием промышленных и селитебных зон. Отмечается катастрофическая степень нарушенности среды, которая характеризуется повсеместным распространением опасных и особо опасных геологических природных и техногенных процессов (существует прямая угроза техногенных или карстовых првалов, подтопления, переработки берегов, сейсмичности, городских геопатогенных зон). Установлены обширные геохимические аномалии по всем средам с ореолами и потоками с чрезвычайно опасной степенью загрязнений, превышающих 3–20 (иногда сотни и тысячи) ПДК. Отмечается самый высокий уровень заболеваемости населения. Эти районы классифицируются (по классификациям ВСЕГИНГЕО, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ и др.) как территории с катастрофическим экологическим состоянием природной (в том числе и геологической) среды.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторским коллективом геологов ВСЕГЕИ, ООО «КОМП» и ОАО «УГСЭ» на основе анализа, обобщения и переинтерпретации материалов предшествующих работ и авторских прогнозно-минерагенических и редакционно-увязочных исследований составлен в цифровом и аналоговом виде комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 для перспективного планирования геологоразведочных работ и оценки минерально-сырьевых ресурсов территории.

В сравнении с предыдущим комплектом ГК-1000 листа О-40 (В. В. Шалагинов, 1997) нынешний, выполненный в цифровом и аналоговом виде, содержит значительный прирост информации по геологическому строению и минерагии территории, переоценку прогнозных ресурсов с учетом результатов геологоразведочных работ последних 15 лет. В состав комплекта входит геологическая карта доплиоценовых образований, отсутствующая в предыдущем издании; карта полезных ископаемых с базами данных по месторождениям и проявлениям полезных ископаемых; карты закономерностей размещения и прогноза твердых полезных ископаемых, нефти и газа.

На геологической карте доплиоценовых образований уточнены границы распространения, вещественный состав и возраст ряда стратифицированных и интрузивных вещественных комплексов, выделено несколько новых магматических комплексов. В частности, из состава *журавликского* габбро-плагиогранитового гипабиссального комплекса выведены плагиограниты, плагиогранит-порфиры, гранодиориты, кварцевые сиениты, которые относятся ко второй фазе Журавликского массива, и изменен его состав на клинопироксенит-перидотит-габбровый ( $\Sigma \nu \text{RF}_3 \dot{z}$ ). Плагиограниты, плагиогранит-порфиры, гранодиориты, кварцевые сиениты выделены в новый *линевский* комплекс плагиогранитовый ( $\rho \gamma \text{RF}_3 \text{ln}$ ). На основании абсолютных датировок магматических пород изменен возраст *кусынско-красновишерского* комплекса ( $\epsilon \nu \text{D}_3 - \text{C}_1 \text{kk}$ ) и *сарановского* комплекса ( $\Sigma \text{RF}_3 \text{s}$ ), а также выделен новый *чикманский* лампроит-кимберлитовый комплекс ( $\text{LiD}_3 - \text{C}_1 \dot{c} \text{k}$ ).

В платформенной части листа уточнены границы распространения стратиграфических подразделений на участках поискового бурения на нефть и газ, выделены тектонические нарушения различной ориентировки.

Уточнены и выявлены новые закономерности размещения месторождений полезных ископаемых и критерии их прогнозирования. Так в результате прогнозно-минерагенических исследований сделана переоценка прогнозного потенциала алмазороднороссыпных районов в сторону увеличения. В первую

очередь это относится к Яйвинскому алмазороднороссыпному району, где ранее были выявлено Рыбьяковское месторождение алмазов, связанное с флюидно-эксплозивными образованиями.

Определены прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по Ирэнскому марганцеворудному узлу. С учетом результатов проведенных полевых работ, масштабы узла могут быть значительно увеличены как и его ресурсы.

Новые данные по палладию, платине и золоту в маркирующих глинах, расположенных в кровле подстилающего пласта каменной соли, получены для Верхнекамского соленосного бассейна. В пласте маркирующих глин относительно недавно были обнаружены и подтверждены значимые содержания благородных металлов – палладия, золота, платины. Средние содержания (г/т) металлов по семи отобраным пробам составили: Au – 0,76, Pt – 0,39, Pd – 3,02. Учитывая выдержанность пласта маркирующих глин и размеры бассейна, прогнозные ресурсы ( $P_3$ ) получились весьма значительными.

Большая часть перспективных на УВ земель листа О-40 относится к территории Пермского края, расположенной в северо-восточной части Волго-Уральской НГП.

Волго-Уральская НГП в целом характеризуется высоким уровнем освоенности ресурсов нефти (72,2 %) и газа (61 %). Начальные суммарные ресурсы провинции составляют около половины запасов всей Восточно-Европейской платформы.

Основным фактором, определяющим закономерности размещения скоплений углеводородов, является структурно-фациальный. Большая часть месторождений жидких и газообразных углеводородов (УВ) характеризуемой территории связана с доманикитами позднедевонско-раннекаменноугольной Камско-Кинельской системы прогибов (ККСП).

Анализ и переинтерпретация ранее накопленных материалов свидетельствуют о наличии благоприятных структурных и литологических факторов для формирования залежей нефти и газа и в пределах западной складчатонадвиговой зоны Урала. Главный фактор, контролирующий формирование и размещение скоплений УВ в этой зоне, – широкое развитие шарьяжно-надвиговых дислокаций, определяющих структурный план западного склона Урала. Поднадвиговые структуры считаются наиболее перспективными. Морфология их почти не изучена, так как у поверхности часто наблюдаются лишь западные, обычно опрокинутые крылья, а своды и восточные крылья скрыты под аллохтоном. В рамках листа О-40 южная часть Западно-Уральской НГО представлена *Нижнесергинским потенциальным НГР*, впервые выделенным по результатам бурения Аракаевской параметрической скважины. Нами границы и площадь этого НГР откорректированы в соответствии с геологическим строением и с учетом данных ООО «Лукойл-Пермь».

В результате проведенных исследований, на основании полученных результатов выделены перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых и поисковых работ на россыпные золото, алмазы (как россыпные, так и коренные), нефть и газ, уран, коренное золото и МПГ.

Вместе с тем, проведенные исследования выявили ряд проблем и нерешенных вопросов региональной геологии и минерагении района, в значи-

тельной мере определяющих стратегию его дальнейшего изучения. Наиболее важными направлениями исследований представляются следующие:

– уточнение стратиграфии и структурно-формационного районирования основания рифейского разреза Кваркушко-Каменногорского антиклинория в пределах Усьвинско-Синегорской подзоны;

– уточнение стратиграфии рифейско-вендских отложений западной и восточной фациальных зон Кваркушко-Каменногорского антиклинория и более надежное биостратиграфическое и изотопно-радиологическое обоснование их возраста;

– дополнительные биостратиграфические и изотопно-радиологические исследования в сланцевых толщах хомасьинской свиты, а также промысловской серии Безгодковского аллохтона;

– проведение специализированных изотопно-геохронологических исследований для определения возраста пород интрузивных комплексов, для которых в настоящее время нет надежного геохронологического обоснования, в частности журавликского, кытлымского, салатимского, мариинского, верхне-серебрянского, арбатского;

– с целью расширения минерально-сырьевой базы и прироста ресурсов минерального сырья необходима постановка прогнозно-минерагенических исследований: в отношении нефтегазоносности Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны; в пределах Черепановского урановорудного узла, Ирэнского марганцеворудного узла, по изучению благородных металлов – палладия, золота, платины в маркирующих глинах Верхнекамского соленосного бассейна и алмазности флюидо-эксплозивных образований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### Опубликованная

1. Аблизин Б. Д.; Ключина М. Л.; Курбацкая Ф. А. и др. Верхний рифей и венд западного склона Среднего Урала. – М.: Наука, 1982. 135 с.
2. Аникина Е. В., Краснобаев А. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Капитонов И. Н., Лохов К. И. Изотопно-геохимические характеристики циркона из дунитов, клинопироксенитов и габбро Платиноносного пояса Урала // ДАН СССР, 2012, т. 443, № 6. С. 711–715.
3. Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А. Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала. Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. – М., 1988. С. 111–122.
4. Анцыгин Н. Я., Богоявленская В. М., Наседкина В. А. и др. Уточнение Легенды Среднеуральской серии листов Госгеолкарты-200 на основе детальных биостратиграфических исследований за 1996–2000 гг. – Екатеринбург, 2000. ФГФ, № 475698.
5. Беккер Ю. Р. Обоснование выделения венда на Урале. Доордовикская история Урала. – Свердловск: Препринт, 1980. С. 33–47.
6. Беккер Ю. Р. Венд Урала. Вендская система. Т. 2. – М.: Наука, 1985. С. 76–82.
7. Беневольский Б. И., Блинова Е. В., Бражник А. В. и др. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Вып. «Золото». – М.: ЦНИГРИ, 2002. 182 с.
9. Берлянд Н. Г. Глубинное строение литосферы Урала. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
10. Блинова Т. С. Нарушенность земной коры и ее роль в прогнозе геодинамически неустойчивых зон для Западно-Уральского региона // Известия Томского университета, 2003, т. 306, № 4. С. 44–50.
11. Бороздина Г. Н., Иванов К. С., Богоявленская В. М. Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. – Екатеринбург, 2010. 153 с.
13. Варганов В. Г., Шурыгина М. В., Анцыгин Н. Я. и др. Силур центральной части Уфимского амфитеатра // Советская геология, 1973, № 5.
14. Варганов В. Г. О новых находках органических остатков в «древних» свитах западного склона Урала. Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. – М.: Геологический фонд РСФСР, 1985. С. 100–109.
15. Варганов В. Г.; Григорьев А. Г.; Кривошеев В. И. и др. О пограничных отложениях докембрия и кембрия на Урале. Проблемы стратиграфии Урала. Докембрийские образования. Кембрийская система. – Свердловск: Препринт, 1990. С. 37–48.
16. Варсанофьева В. А. Карстовые явления в северной части Уфимского плато // Землеведение. Кн. 4. – М., 1915. С. 39–64.
17. Верещагина В. С. Стратиграфия четвертичных отложений западного склона Среднего Урала и Предуралья. Стратиграфия четвертичных (антропогенных) отложений Урала. – М.: Недра, 1985. С. 106–129.
18. Волченко Ю. А., Золов К. К., Коротеев В. А. и др. Типы платинометалльного оруденения и их генетическая сущность // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. – Екатеринбург: УрО РАН, 1995. С. 38–54.

19. Волченко Ю. А., Коротеев В. А., Нестерова С. И., Неустроева И. И. Новые платино-палладиевые проявления дайкового пояса на Западном склоне Урала // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2006. С. 340–347.
20. Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале // Тр. геолком. Нов. серия. Вып. 62, 1913. 694 с.
21. Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. (Сб. статей) / Отв. ред. В. П. Парначев, А. И. Белковский. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 135 с.
22. Геология СССР, т. XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Полезные ископаемые. – М.: Недра, 1973. 721 с.
23. Геология и палеогеография западного склона Урала. – Л.: Недра, Лен. отд., 1977.
24. Геология и полезные ископаемые России. Т.1 – Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Ред. Б. В. Петров, В. П. Кириков. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.
25. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / Ред. О. А. Кондияйн, А. А. Беляев, А. Н. Мельгунов, Н. А. Румянцева. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. 584 с.
26. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1 – Запад России и Урал. Кн. 2. Урал / Ред. О. А. Кондияйн. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011, 584 с.
27. Геологические памятники Пермского Края / Ред. И. И. Чайковский. – Пермь, 2009.
28. Герасимов И. П. Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении // Тр. Ин-та географии. Вып. 42. – М.: АН СССР, 1948.
29. Гилева Н. П. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-XXXVI. Объяснительная записка. – Свердловск, 1989. 132 с.
30. Глазовская М. А. Принципы районирования территории по условиям природной миграции вещества // Ландшафтно-геохимическое районирование и охрана окружающей среды. – М.: Мысль, 1983.
31. Глазовская М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. – М.: Высшая школа, 1988. 326 с.
32. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / В. М. Нечехин, Н. Г. Берлянд, В. Н. Пучков, В. Б. Соколов. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 108 с.
33. Горецкий Г. И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. – М.: Наука, 1964. 415 с.
34. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Пермская. Листы О-40-I (Кочево) и О-40-II (Басим) / Авт. А. С. Лапин, Л. П. Нельзин, И. Р. Накорякова. – Пермь, 2000.
35. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Пермская. Лист О-40-III,IX / Авт. М. И. Денисов. Ред. Л. В. Григорьев. – Свердловск, 1984.
36. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) Серия Пермская. Лист О-40-V (Усть-Тылай) / Авт. И. В. Коротков, В. В. Гай, Н. М. Рыбьякова. – Пермь, 2003.
37. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым) / Авт. Г. А. Петров, Г. А. Ильясова, Н. И. Тристан. – Екатеринбург, 2009.
38. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Пермская. Листы О-40-VII (Кудымкар) и О-40-XIII (Верещагино) / Авт. В. М. Бабенышев, А. И. Гагауллин, Г. И. Волкова. – Пермь, 2000.
39. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) Серия Пермская. Лист О-40-X (Кизел) и О-40-XVI (Лысьва) / Авт. Г. П. Снитко, С. А. Крылов, В. В. Гай. – Пермь, 2010.
40. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Лист О-40-XI / Авт. Б. К. Ушков, И. П. Тетерин, С. Б. Сулов. Ред. А. М. Курбацкий. – Свердловск, 1989.

41. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХІІ (Качканар) / Авт. В. В. Парфенов, 2002.
42. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Листы О-40-ХV / Авт. З. А. Леонова-Вендровская, Е. Н. Ларионова, И. И. Черткова. Ред. В. И. Горский, 1991.
43. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Лист О-40-ХVІІ (Горнозаводск). Серия Пермская / Авт. С. Б. Суслов. – Пермь, 2002. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».
44. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХVІІІ (Кушва) / Авт. Г. А. Петров, А. Г. Григорьев, Н. И. Тристан, Н. М. Николаев. – Екатеринбург, 1999.
45. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Пермская. Листы О-40-ХІХ (Очер) и О-40-ХХV (Чайковский) / Авт. В. М. Бабеншев, Г. И. Волкова. – Пермь, 2004.
46. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Листы О-40-ХХІІ, ХХVІІІ / Авт. М. И. Денисов, И. И. Черткова. Ред. В. И. Горский, 1989.
47. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Листы О-40-ХХ, ХХVІ / Авт. Т. Н. Попова. Ред. В. И. Горский, 1991.
48. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Листы О-40-ХХІ, ХХVІІ / Авт. М. И. Денисов, И. И. Черткова. Ред. В. И. Горский, 1991.
49. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХХІІІ / Авт. Р. П. Белковская, Ф. А. Кременецкая и др. Ред. В. В. Шалагинов, 1988.
50. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХХІV / Авт. И. Г. Южаков, В. Я. Топорков, А. А. Жиганов и др. Под ред. В. В. Шалагинова, 2000.
51. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХХІХ / Авт. И. И. Ратновский, Е. П. Рослякова. Ред. В. Д. Наливкин, 1963.
52. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Лист О-40-ХХХІ (Нефтекамск). Серия Средневожская / Авт. И. М. Синицин, Г. И. Синицина. Ред. В. П. Кириков, 2002.
53. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (изд. 2-е). Лист О-40-ХХХІІ (Куеда). Серия Средневожская / Авт. И. М. Синицин, Г. И. Синицина. Ред. В. П. Кириков, 2002.
54. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХХХV / Авт. В. Д. Наливкин. Ред. Н. Г. Чочиа, 1961. 64 с.
55. Государственная геологическая карта РФ листа О-40(41). Новая серия / Авт. и отв. ред. В. В. Шалагинов. – Екатеринбург, 1997. 252 с.
56. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. – СПб.: Изд-во СПб. Картфабрики ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
57. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Серия Южно-Уральская. Лист N-41-I. Объяснительная записка. – Челябинск, 2008. 216 с.
58. Государственный баланс запасов России на 01.01.2014 г. (по всем видам минерального сырья!)
59. *Голобурдина М. Н., Лукьянова Л. И., Лепехина Е. Н.* Щелочно-ультрасосновые породы района горы Благодать (западный склон Среднего Урала) // Региональная геология и металлогения, 2014, № 59.
60. *Гражданкин Д. В., Маслов А. В., Крупенин М. Т., Ронкин Ю. Л.* Осадочные системы сыльицкой серии (верхний венд Среднего Урала). – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 280 с.
61. *Дюпарк Л.* Платина и платиновые месторождения на Урале // Горный журнал, 1913, № 1–2. С. 40–73; № 3. С. 285–305.

62. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Кытлымский платиноносный массив. – М.: Недра, 1967. 336 с.
63. *Ефимов А. А., Ефимова Л. П.* Дуниты Иовского месторождения // *Металлургия. Огнеупоры*, 1977, № 3. С. 17–19.
64. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. – М.: Наука, 1984. 232 с.
65. *Ефимов А. А., Ронкин Ю. Л., Зиндерн С. и др.* Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // *ДАН РФ*, 2005, т. 403, № 4. С. 512–516.
66. *Ефимов А. А., Яковлева О. М.* Вещественное и фациальное сходство метавулкани-товых комплексов: к проблеме корреляции тектоно-метаморфических событий в Главном габбро-ультрамафитовом поясе Урала // *Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудо-образование*. – Екатеринбург, 2007. С. 135–143.
67. *Ефимов А. А., Ронкин Ю. А., Д. И. Матуков.* Новые U-Pb Shrimp-II – данные по циркону щелочных тьялитов Косвинского Камня: изотопный возраст горячего меланжа Платиноносного пояса Урала // *ДАН РФ*, 2008, т. 423, № 2. С. 243–247.
68. *Ефимов А. А., Попов В. С., Кременецкий А. А., Беляцкий Б. В.* Sm-Nd изотопный возраст дунит-клинопироксенит-тьялитового комплекса (горячего меланжа) массива Де-нежкин Камень в платиноносном поясе Урала // *Тр. ИИГ УрО РАН. Вып. 156*, 2009. С. 253–257.
69. *Зильберман А. М., Чернышова Е. М., Кичигин Ю. Н.* Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // *Доордовикская исто-рия Урала*, № 3. Вулканизм, 1980. С. 30–46.
70. *Зильберман А. М., Морозов Г. Г., Корелин Г. П.* Магматические комплексы перм-ской серии листов // *Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чте-ния памяти П. Н. Чирвинского – Пермь: Пермский госуниверситет*, 2002. С. 124–146.
71. *Золоев К. К., Попов Б. А., Рапопорт М. С. и др.* Глубинное строение и металлоген-ия подвижных поясов. – М.: Недра, 1990. 191 с.
72. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Верхнекамское месторождение калийных солей. – Л.: Недра, 1975.
73. *Иванов А. Н., Мягкова Е. И.* Фауна ордовика западного склона Среднего Урала // *Тр. Горно-геологического института*, 1955. Вып. 23. С. 9–16.
74. *Иванов К. С., Снигирева М. П.* Биостратиграфия и палеогеография позднеордовик-ско-раннесилурийских островодужных комплексов Тагильской мегазоны Урала по дан-ным бурения Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // *Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии*. – Екатеринбург, 1998. С. 203–216.
75. *Иванов О. К.* Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. – М.: Наука, 1990. 243 с.
76. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. *Минералогия, петрология, генезис*. – Екатеринбург: Изд-во Гос. Урал. ун-та, 1997. 488 с.
77. *Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. 185 с.
78. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. и др.* Геология и перспекти-вы нефтегазоносности Урала. – М.: Наука, 1988. 240 с.
79. *Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. 234 с.
80. *Карпухина Е. В., Первов В. А., Журавлев Д. З., Лебедев В. А.* Возраст мафит-ультра-мафитового магматизма западного склона Урала (первые Sm-Nd- и Rb-Sr данные) // *ДАН*, 1999, т. 369, № 6. С. 809–811.
81. *Карпухина Е. В.* Петрология и геохронология ультрамафитовых и мафитовых по-род западного склона Урала (Пермский регион). Автореферат. – М.: РАН, 2000.
82. *Карпухина Е. В., Первов В. А., Суслов С. Б. и др.* Пространственно-временная эво-люция мантийного источника пикритов Урала // *ДАН*, 2002, т. 383, № 4. С. 634–639.



83. *Кашин С. А., Карский Б. С.* О сульфидно-никелевом оруденении в интрузивных диабазх западного склона Урала (Усть-Чурольское месторождение, Красновишерский район) // Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 6. С. 79–86.
84. *Козлов В. И., Сергеева Н. Д., Генина Л. А., Михайлов П. Н.* Комплексное обоснование корреляции допалеозойских осадочных комплексов Волго-Уральской области. Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда Восточной части Восточно-Европейской платформы. – Уфа: УНЦ РАН, 1999. С. 33–40.
85. *Колман Р. Г.* Офиолиты. – М.: Мир, 1979. 262 с.
86. *Конonenko И. И., Халевин Н. И., Блюмин М. А., Яценко В. Р.* Современная геодинамика Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 92 с.
87. *Краснобаев А. А., Степанов А. И., Ронкин Ю. Л. и др.* Возраст гранитоидов Троицкого массива и верхняя радиометрическая граница докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 11. С. 128–131.
88. *Краснобаев В. А.* Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986. 147 с.
89. *Краснобаев А. А., Русин А. И., Бушарина С. В., Антонов А. В.* Цирконология дуни-тов Сарановского хромитоносного ультрамафитового комплекса (Средний Урал) // ДАН, 2013, т. 451, № 1. С. 81–86.
90. *Крылова Л. И.* Моллюски из IV надпойменной террасы бассейна р. Сылвы. Стратиграфия четв. (антропог.) отложений Урала. – М.: Недра, 1965. С. 130–141.
91. *Кудряшов А. И.* Верхнекамское месторождение солей. – М.: Эпсилон Плюс, 2013. 368 с.
92. *Кузнецов Ю. И., Мокшакова В. Е., Данилова Л. А. и др.* Стратиграфия и литология допалеозойских и палеозойских отложений новых разведочных площадей Пермской области. – Пермь: ВНИГНИ, 1973. 570 с.
93. *Кузнецов Ю. И. и др.* Протерозойские и палеозойские отложения Пермского Прикамья. Каталог стратиграфических разбивок додевона, девона и карбона. Ч. 1 – Предуральский прогиб, ч. 2 – Башкирский свод, ч. 3 – Камско-Кинельская система прогибов. – Пермь, 1975.
94. *Курбацкая Ф. А., Рыбальченко Т. М., Савченко С. В.* Атлас микрофотографий терригенных и эксплозивно-инъекционных пород западного склона Северного и Среднего Урала. – Пермь: Изд-во ОГУП «Соликамская типография», 2001. 124 с.
95. *Кухаренко А. А.* Возраст ашинской серии западного склона Среднего и Северного Урала. Вестн. ЛГУ, 1960. № 24. Сер. геол. и географ. Вып. 4. С. 45–60.
96. *Ланда Э. А., Голобурдина М. Н.* О природе карбонатного материала в породах Благодатского массива (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Матлы XI Всероссийского петрографического совещания. – Екатеринбург, 2010, т. 2. С. 9–10.
97. *Ларин А. М.* Граниты рапакивы и ассоциирующие породы. – СПб: Наука, 2011. 402 с.
98. *Левин В. Я.* Щелочная провинция Ильменских–Вишневых гор (формации нефелиновых сиенитов Урала). – М.: Наука, 1974. 223 с.
99. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / А. В. Жданов, В. П. Водолазская, Е. К. Ковригина и др. – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2005. 213 с.
100. *Леонов-Вендровский В. Л., Старков Н. П.* Геология и петрохимические особенности щелочных граносиенитов Троицкого массива на западном склоне Среднего Урала // Геология и петрография Западного Урала. Уч. зап. Пермского ун-та, 1968, № 182, вып. IV. Пермь. С. 98–109.
101. *Лидер В. А.* Четвертичные отложения Урала. – М.: Недра, 1976. 137 с.
102. *Лукьянова Л. И., Смирнов Ю. Д., Зильберман А. М., Чернышева Е. М.* О находках алмазов в пикритах Урала // Записки ВМО. Ч. 107. 1978. Вып. 5. – Л.: Наука. С. 580–585.
103. *Лукьянова Л. И., Вишневская Ю. Е., Туганова Е. В.* О формационной принадлежности пикритов западного склона Урала. Формационный анализ магматитов. – Свердловск: УО АН СССР, 1989. С. 49–50.

104. Лукьянова Л. И., Румянцева Н. А., Ланда Э. А., Шафрановский Г. И. Алмазоносность Урала: история исследований, состояние проблемы // Региональная геология и металлогения, 2005, № 26. С. 58–66.
105. Лукьянова Л. И., Остроумов В. Р., Рыбальченко А. Я. и др. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья. – М.–СПб., 2011. 239 с.
106. Лучинин И. Л. Раннепалеозойская гранит-липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия. Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала // Труды Второго Уральского петрогр. совещ. Т. I. – Свердловск, 1969. С. 301–304.
107. Лядова Н. А., Яковлев Ю. А., Распопов А. В. Геология и разработка нефтяных месторождений Пермского края. – М.: ОАО «ВНИИОЭНГ», 2010. 335 с.
108. Маегов В. И. К петрологии Волковского месторождения медносульфидных и апатит-титаномagnetитовых руд (Средний Урал) // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург, 1999, № 5 (11). С. 57–71.
109. Маегов В. И., Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Лепехина О. П. Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения, геодинамика. Мат-лы Международной научной конференции (XII чтения памяти А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 110–113.
110. Максимов С. П., Диккенштейн Г. Х., Золотов А. Н. и др. Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1990. 274 с.
111. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 1. – Пермь, 1963. 444 с.
112. Макушин А. А., Бигнов Р. И. Геодинамика и высокобарическая минерагения Волго-Уральского региона (опыт прогнозно-минерагенического анализа: углеводороды, алмазы). Электронное издание, 2012.
113. Малахова Л. В. К истории формирования Тагильского сиенитового массива // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. перв. Уральск. петрограф. совещ. Т. 1. – Свердловск, 1963. С. 491–500.
114. Мартынов А. В. Природные резервуары нефти и газа. Методические указания. Ухта, 2010. 22 с.
115. Маслов А. В. Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полезные ископаемые, 2000, № 6. С. 624–639.
116. Методические основы гидрогеологического районирования территории СССР / Л. А. Островский, Б. Е. Антыпко, Т. А. Конюхова. – М.: ВСЕГИНГЕО, Недра, 1990. 240 с.
117. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых, изд. 2-е перераб. – М., 1989. 183 с.
118. Михайлова Н. С., Подковыров В. Н. Новые данные по органостенным микрофоссилиям верхнего докембрия Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1992, № 10. С. 11–123.
119. Минерально-сырьевые ресурсы Пермского края. Энциклопедия / Глав. ред. А. И. Кудряшов. – Пермь: Книжная площадь, 2006. 463 с.
120. Морозов Г. Г., Осовецкий Б. М., Накарякова И. Р. и др. Алмазоносность отложений мезокайнозой на территории платформенной части Пермского края // Вестник Пермского ун-та. Сер. геол., 2007. Вып. 4. С. 49–59.
121. Мурзин В. В., Молошаг В. П., Волченко Ю. А. Парагенезис минералов благородных металлов в медно-железо-ванадиевых рудах волковского типа на Урале // ДАН СССР, 1988, т. 300, № 5. С. 1200–1202.
122. Нечехун В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. – Свердловск, 1986. 106 с.
123. Носова А. А., Кузьменкова О. Ф., Горожанин В. М., Сазонова Л. В., Ларионова Ю. О., Дубинина Е. О. Гетерогенность коровых источников гранитов неопротерозойских габбро-гранитных массивов Западного Урала, Россия, 2012.
124. Олли А. И. Древние отложения западного склона Урала. – Саратов: Изд-во СГУ, 1948. 412 с.
125. Осовецкий Б. М. К истории мезозойского осадконакопления на территории Вятско-Камской впадины в связи с проблемой алмазоносности // Геология и полезные иско-

- паемые Урала. Мат-лы Нерегиональной научно-практической конференции, 2008. С. 49–54.
126. *Пахомов М. М., Пахомова О. М., Прокашев А. М. и др.* Палеогеографическая обстановка средневалдайского этапа в Предуральской (Вятско-Камской) провинции // Квартер-2005. IV Всерос. сов. по изуч. четв. периода. С. 326–327.
127. *Пейве А. В.* Тектоника Урала (Объяснительная записка к тектонической карте Урала). – М.: Наука, 1977. 109 с.
128. *Петров Г. А., Пучков В. Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1. С. 25–37.
129. *Петров Г. А., Маслов А. В., Ронкин Ю. Л.* Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинория (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 2005, № 4. С. 42–69.
130. *Петров Г. А., Масленников В. В., Наседкина В. А.* // Ежегодник–2006. Инф. сб. науч. трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 196–200.
131. *Петров О. В., Красный Л. И., Морозов А. Ф. и др.* Геология и полезные ископаемые России. Кн. 2. Урал. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. С. 437, 438.
132. *Попов В. С., Беляцкий Б. В.* Sm-Nd – возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, платиноносный пояс Урала // ДАН РФ, 2006, т. 409, № 1. С. 104–109.
133. Принципы, методы и порядок оценки прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых // Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / Под ред. А. И. Кудрявцева. – М.: ЦНИГРИ, 2010.
134. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района // Ежегодник ИГГ-1981. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 1–59.
135. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
136. *Пушкарев Е. В., Ферштатер Г. Б., Беа Ф. и др.* Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // ДАН РФ, 2003, т. 368, № 3. С. 373–377.
137. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (г. Саратов, 1979) – Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 64 с.
138. *Реиштько В. А.* Геологическое строение Качканарского габбро-перидотитового массива на Среднем Урале // Мат-лы I науч. конф. аспирантов. – Ростов, 1959. С. 58–64.
139. *Реиштько В. А.* Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов Платиноносного пояса Урала и их происхождение // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. первого Уральского петрографического общества, 1963. С. 393–404.
140. *Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Петров Г. А., Матуков Д. И., Суслов С. Б., Синдерн С., Крамм У., Лепихина О. П.* In situ U-Pb (SHRIMP) – датирование цирконов граносиенитов Троицкого массива (Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий, Средний Урал) // ДАН, 2007, т. 412, № 1. С. 87–92.
141. *Румянцева Н. А.* Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала. Щелочные вулканические формации складчатых областей. – Л.: Недра (Ленингр. отд.), 1967. С. 132–262.
142. *Румянцева Н. А.* Характеристика вулканических комплексов. Геология и палеогеография западного склона Урала. – Л.: Недра (Ленингр. отд.), 1977. С. 132–149.
143. *Румянцева Н. А.* Щелочной вулканизм западного склона Урала. Доордовикская история Урала. Научные доклады. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 3–29.
144. *Рупасова З. В.* Качканарское месторождение титаномагнетитовых руд // Горный журнал, 1948, № 5. С. 3–6.
145. *Рыбальченко А. Я., Колобянин В. Я., Лукьянова Л. И.* О новом типе коренных источников на Урале // ДАН РФ, 1997, т. 353, № 1. С. 90–93.
146. *Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. Н. и др.* Возраст циркона из хромититов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // ДАН РФ, 2006, т. 411, № 3. С. 384–389.

147. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 2001. 622 с.
148. *Сайдановский Л. Я.* Палеогеографические условия карбонатонакопления в голоцене Осинцевского месторождения Пермской области. Карбонатная гажа СССР. – Пермь: Политех, 1991. С. 169–187.
149. *Семенов И. В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров уральского палеозойского океана. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 362 с.
150. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.
151. *Сигов В. А.* Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала // Мат-лы по геоморфологии Урала. – М.: Недра, 1971. С. 117–126.
152. *Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др.* Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. – Свердловск: Уралгеология, 1981. 230 с.
153. *Сметанников А. Ф., Кудряшов А. И.* О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей // Руды и металлы, 1995, № 5. С. 118–121.
154. *Сметанников А. Ф., Шанина С. Н.* Благородные металлы в солях Верхнекамского месторождения // Записки Российского минералогического общества, 2006, № 3 С. 61–65.
155. *Смирнов Г. А.* Уфимский амфитеатр. Ч. 1. Стратиграфическое описание // Уральский филиал АН СССР. Горно-геологический институт. Вып. 25. 1956. 176 с.
156. *Смирнов Ю. Д., Боровко Н. Г., Вербицкая Н. П. и др.* Геология и палеогеография западного склона Урала. – Л.: Недра, 1977. 189 с.
157. *Смирнов Ю. Д., Лукьянова Л. И.* Характеристика главнейших интрузивных комплексов // Геология и палеогеография западного склона Урала. – Л.: Недра (Ленингр. отд.), 1977. С. 149–176.
158. *Соболев И. Д., Пояркова Н. В.* Краткая пояснительная записка к сводной геологической карте Урала масштаба 1 : 200 000. Листы О-40-XXX (Ревда), О-40-XXXVI (Нязепетровск), 1962.
159. *Соколов Б. Н.* Образование россыпей алмазов. – М.: Наука, 1982. С. 96.
160. *Старков Н. П.* К петрологии гранитоидов Центральной зоны Северного Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещания. – Свердловск: МИНГЕО РСФСР, АН СССР, 1969. Т. IV. С. 318–326.
161. *Старков Н. П.* Рифейско-палеозойские магматические комплексы Среднего Урала. Дордовикская история Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, С. 31–58.
162. *Стефановский В. В.* Красноцветные образования среднего и верхнего плиоцена Южного и Среднего Урала // Проблемы геологии и рудообразования. – Екатеринбург: УГСЭ, 2001. С. 155–173.
163. *Стефановский В. В.* О возрасте ледниковой волчанской свиты восточного склона Северного Урала // Уральский геологический журнал, 2004, № 5 (41). С. 3–17.
164. *Стефановский В. В.* Плиоцен и квартал восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГ, 2006. 223 с.
165. *Стефановский В. В.* Древний аллювий межгорных депрессий западного склона Среднего Урала // Уральский геологический журнал, 2006, № 4. С. 3–21.
166. Стратиграфия допалеозойских и палеозойских отложений Пермского Прикамья с каталогами стратиграфических разбивок / Под ред. Ю. И. Кузнецова. – Пермь, 1971.
167. Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области. Объяснительная записка / Сост. Е. М. Аксенов, В. И. Козлов. – Уфа, 2000. 81 с.
168. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1994. 152 с.
169. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). Объяснительная записка. – Екатеринбург: УГСЭ, 1997. С. 79–139.
170. Стратиграфический кодекс. – СПб.: МСК, 1992. 129 с.
171. *Струкова Т. В., Бачура О. П., Бородин А. В., Стефановский В. В.* Первые находки фауны млекопитающих в аллювиально-спелеогенных образованиях позднего неоплейсто-

цена и голоцена Северного Урала (Черемухово-1) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006, т. 14, № 1. С. 98–108.

172. *Суслов С. Б., Зорин В. Н.* Новые данные по стратиграфии и магматизму докембрия Среднего Урала: дополнения и изменения в Легенду Пермской серии листов Госгеолкарты-200 // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. – Пермь: Пермский университет, 2005. С. 185–199.

173. *Сухов В. П.* О находке остатков среднеплейстоценовых мелких позвоночных у дер. Красный Бор на р. Каме. Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 1. – Уфа: БФ АН СССР, 1972. С. 133–136.

174. *Сухов В. П.* Мелкие позвоночные плиоцена и плейстоцена Предуралья (первое обобщение) // Стратиграфия плиоценовых и плейстоценовых отложений Предуралья. – Уфа: БФ АН СССР, 1975. С. 44–59.

175. *Тимохов К. Д.* Титаномагнетитовое оруденение на Гусевогорском и Качканарском месторождениях // Советская геология, 1963, № 11. С. 125–131.

176. *Трифонов В. П.* Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья // Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. – Уфа: БФ АН СССР, 1960. С. 293–299.

177. *Трифонов В. П.* К вопросу о голоценовой тектонике Урала // Мат-лы по геоморфологии Урала. – М.: Недра, 1971. С. 82–85.

178. Унифицированные корреляционные стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1994.

179. *Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н. С., Холоднов В. В., Зинькова Е. А., Шардакова Г. Ю., Прибавкин С. В.* Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. научных трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.

180. *Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н. С.* Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпикоеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия, 2009, № 2. С. 150–170.

181. *Фоминых В. Г., Краев Ю. П., Ларин М. В.* Петрология и рудогенезис Качканарского массива. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. 184 с.

182. *Царицын Е. И.* Оливин-хромшпинелевые парагенезисы в дунитах дунит-клинопироксенитовой формации // Минералы горных пород и руд Урала. – Свердловск, 1980. С. 8–10.

183. *Чайковский И. И.* Гранитоидные комплексы Ляпинско-Кутимского мегантиклинория. – Пермь: Пермский гос. ун-т, 2002.

184. *Червяковский С. Г.* О формационной принадлежности липаритов калий-натриевой серии западного склона Урала // ДАН СССР, 1980, т. 251, № 3.

185. *Чувашов Б. И., Дюпина Г. В.* Верхний палеозой окрестностей пос. Бисерти. Верхнепалеозойские терригенные отложения Урала // Тр. Института геологии и геохимии. Вып. 88, 1970.

186. *Чувашов Б. И., Дюпина Г. В.* Верхнепалеозойские терригенные отложения западного склона Среднего Урала. – М.: Наука, 1973. С. 192.

187. *Шадрин Б. Г.* История Пермских вотчинных заводов, золотых, платиновых и алмазных приисков, принадлежащих потомкам рода Строгановых – Шаховским, Шуваловым. – Пермь, 2014. 121 с.

188. *Шалагинов В. В., Стефановский В. В.* Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). – Екатеринбург: ПГО «Уралгеология», 1998.

189. *Шик С. М.* Проблемы стратиграфии и палеогеографии среднего неоплейстоцена // Квартер-2005. IV Всероссийское совещ. по изуч. четв. периода. – Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 459–460.

190. Шкатова В. К., Стефановский В. В. Верхнеплиоценово-четвертичный мегакомплекс // Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. Т. 1. Кн. 2. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. С. 162–176.
191. Щербаков О. А., Дурников В. И., Соколов О. В. и др. Такатинская свита Вишерско-Чусовского Урала и ее алмазонасность. – Пермь: ПГТУ, 1994. 105 с.
192. Шкатова В. К., Стефановский В. В. Верхнеплиоценово-четвертичный мегакомплекс // Геология и полезные ископаемые России. Запад России и Урал. Т. 1. Кн. 2. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. С. 162–176.
193. Штейнберг Д. С., Еремина М. В. Новые данные по петрологии Волковского месторождения // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. перв. Уральск. петрограф. совещ. Т. 1. – Свердловск, 1963. С. 431–438.
194. Шуйский В. П. Известковые рифообразующие водоросли нижнего девона Урала. – М.: Наука, 1973.
195. Шуйский В. П. Фациально-литологические особенности верхнесилурийского и нижнедевонского рифов на западном склоне Среднего Урала // Биостратиграфия и фауна среднего палеозоя Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981.
196. Щукина Е. Н. Четвертичные отложения Среднего Урала. Тр. Ин-та геолог. наук. Вып. 94. – М.: АН СССР, 1948. 83 с.
197. Щукина Е. Н. Континентальные третичные отложения Среднего Урала. – М.: Госгортехиздат, 1959. 191 с.
198. Юдин В. В. Разрывные нарушения западного склона Северного Урала в связи с перспективами нефтегазонасности // Тектоника и нефтегазонасность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 26. – Сыктывкар, 1978. С. 30–40.
199. Юдин В. В. Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты – возможный объект поиска углеводородов // Печорский нефтегазонасный бассейн. Тр. Ин-та геол. Коми фил. АН СССР. Вып. 52. – Сыктывкар, 1985. С. 38–45.
200. Юдин В. В. Орогенез севера Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: УИФ «Наука», 1994. 286 с.
201. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. 314 с.
202. Ярош А. Я., Кассин Г. Г. Рельеф поверхности кристаллического фундамента Пермского Приуралья // Тр. СГИ, 1971. Вып. 75. С. 40–41.
203. Яхимович Н. Н. К стратиграфии плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Южного Урала // Стратиграфии четв. (антроп.) отложений Урала. – М.: Недра, 1965. С. 158–171.
204. Яхимович В. Л. Этапы геологического развития Башкирского Предуралья в неогене // Стратиграфия неогена востока Европейской части СССР. – М.: Недра, 1971. С. 45–64.
205. Яхимович В. Л., Немкова В. К. и др. Стратиграфия. Фауна и флора Аккулаева (опорный разрез среднего акчагыла–среднего апшерона Башкирии). – Уфа: БФАН СССР, 1972. С. 35–53.
206. Яхимович В. Л., Немкова В. К. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Предуралья // Плейстоцен Предуралья. – М.: Наука, 1987. С. 99–106.
207. Яхимович В. Л., Немкова В. К., Яковлев А. Г. Опорные разрезы Масленники и Слудка в Пермском Предуралье // Региональные подразделения новой стратиграфической схемы плейстоцена Предуралья и некоторые опорные разрезы. – Уфа: ИГ Баш. НЦ АН СССР, 1988. С. 24–46.
208. Bea F., Fershtater G. B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova, 2001. V. 13. P. 407–412.
209. Beckholmen M., Petrov G., Larionov A. Rifted margins of Baltica in the Scandinavian Caledonides and the Uralides // EUG-10. Abstracts. Cambridge publications, 1999. P. 93.
210. Bosch D., Krasnobayev A. A., Efimov A. A. et al. Early silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals platinum belt // EUG 9. Abstracts Supplement № 1, Terra Nova. V. 9, 1997. P 122.

211. *Mitchell R. H., Bergman S. B.* Petrology of lamproites. N. Y. Ldn: Plenum press, 1991. 472 p. The evolution of the Tagil Volcanic-Arc Complex in the Middle Urals and Related Ore Deposits / М. Friberg, G. A. Petrov, M. Beckholmen, A. Larionov, A. N. Glushkov, I. I. Zenkov. – EUG-10. Abstracts. Cambridge Publications, 1999. V. 4, № 1. P. 501–502.

### Фондовая

212. *Аблизин Б. Д., Курбацкая Ф. А.* Сводная геологическая карта бассейна р. Чусовой – р. р. Вижай, Койва, Сылвица, Серебрянка, Межевая Утка и бассейна р. Туры – Б Именная, М. Именная, Тура Долгая. (Отчет Серебрянской геологосъемочной партии за 1961–1965 гг.). Пермь, 1966.

213. *Аблизин Б. Д., Тихов Б. А., Попов И. Б. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы Р-40-106-Г и Р-40-107-В, Г. Отчет Мойвинской партии о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в бассейне рек Вишеры, Мойвы в 1963–1965 гг. Пермь, 1968. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

214. *Агаишков В. И., Шамовская Л. И.* Отчет Вильвенской геолого-поисковой партии по работам в 1953–1954 гг. ТФ «Пермгеолком», 1954.

215. *Александров А. И., Серов П. В.* Отчет о геологоразведочных работах Кировской алмазной экспедиции за 1951–1955 годы. Уралзолото. Кировская экспедиция, 1956. Фонды Пермгеолкома.

216. *Анцигин Н. Я., Богдавленская В. М., Наседкина В. А. и др.* Уточнение Легенды Среднеуральской серии листов Госгеолкарты-200 на основе детальных биостратиграфических исследований за 1996–2000 гг. – Екатеринбург, 2000, ВГФ, № 475698.

217. *Артамонова В. А.* Геологическая карта Урала в масштабе 1 : 50 000, лист О-40-72-А. Отчет Баранчинской ГСП за 1952 г. 1954.

218. *Баканин С. Е. и др.* Районирование территории Пермской области по состоянию природной среды на основе материалов космических съемок. МП «Аэрокосмогеология», Пермь, 1994. 63 с.

219. *Бараковский Э. В., Засыпкин А. И.* Результаты комплексных поисковых работ на медные руды в Карпинском и Ново-Лялинском районах за 1969–1971 гг., 1971. Фонды ОАО «УГЭСЭ».

220. *Бобрщицева А. А.* Окончательный отчет о геолого-разведочных работах на алмазы, проведенных партией № 57 в бассейне среднего течения р. Чусовой за 1951–1954 гг., 1955. Фонды Пермгеолкома.

221. *Бобылев Г. Н. и др.* Геологический отчет за 1958–1961 гг. по поисковым работам на силикатные и сульфидные никелевые руды на площади Верхнейвинского ультраосновного массива Среднего Урала, 1962.

222. *Большун Г. А., Савельева К. П., Федоров Н. В.* Отчет Бокситового и Восточно-Уральского отрядов Уральской геологосъемочной партии по теме: «Составление прогнозных карт на бокситы масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 в соответствии с заданием проблемы 58 за 1979–1981 гг., 1981.

223. *Брейвель М. Г., Анцигин Н. Я. и др.* Отчет по теме: «Эйфельский ярус восточного склона Северного и Среднего Урала (Ивдельский, Североуральский, Карпинский районы). Стратиграфия, стратиграфическая приуроченность месторождений бокситов и их корреляция», 1976.

224. *Брюхова М. И.* Отчет по геологической съемке масштаба 1 : 10 000 и поискам на рудное золото в районе г. Кварцевой, проведенным в 1958–1962 гг. ТФ «Уралгеология», 1963.

225. *Бутырин Н. В.* Месторождения коренной платины в Кытлымском платиноносном районе. ТФ «Уралгеология», 1945.

226. *Бычков С. Г., Неганов В. М., Никитин А. А. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Геолого-геофизические предпосылки уточнения тектоники Пермского края и создание новой тектонической модели (схемы) с целью повышения эффек-

тивности прогноза и поисков месторождений нефти и газа». Горный ин-т УрО РАН (ГИ УрО РАН), Екатеринбург, 2010.

227. *Варганов В. Г., Власов Ф. Я.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты О-40-131-А (вост. пол.), О-40-131-Б. Отчет о результатах работ Нижне-Сергинской геологосъемочной партии за 1954 г. Свердловск, 1956.

228. *Варганов С. Г., Клешина Ф. В.* Отчет: «Составление карты разведанности россыпей золота и платины по району деятельности Исовского прииска в масштабе 1 : 25 000». УГФ, 1982.

229. *Гагин С. И., Хрыпов В. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы». Кн. 1. Золото и платина россыпные (Свердловская область), 2002.

230. *Галкин В. И. и др.* Радиологическое районирование территории Пермской области и зон крупных градопромышленных агломераций с целью выявления и оконтуривания радиоопасных площадей и участков. Отчет о научно-исследовательской работе Пермского государственного технического университета. Пермь, 1997. Фонды Пермгеолкома.

231. *Глазырина Н. С. и др.* Составление геолого-экологической карты масштаба 1 : 500 000 (Свердловская и Курганская области). УГСЭ. УГФ. Екатеринбург, 1998.

232. *Глушков А. Н., Григорьев А. Г. и др.* Отчет Красноуральской ГСП по групповому геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Красноуральской площади в пределах листов О-40-60-В, Г; О-40-72-А, Б; О-41-49-А, В; О-41-61-А, проведенному в 1979–1984 гг. Фонды ОАО «УГСЭ», 1984.

233. *Голдобин А. В.* Отчет о геологических результатах поисковых работ, проведенных Березовской партией на западном склоне Урала в 1967–1968 гг. Свердловск, 1968.

234. *Грибова И. С., Есикко О. А., Неронова И. В. и др.* Отчет по объекту «Строительство Аракаевской скважины в зоне сочленения Русской платформы и складчатого Урала. Глубина 5500 м». ОАО «Научно-производственный Центр по сверхглубокому бурению и комплексному изучению недр Земли» (ОАО «НПЦ «Недра»). Ярославль, 2012.

235. *Григорьев Л. В., Попов В. В.* Отчет Чикманского отряда о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на Северном Урале в бассейне р. Чикман (листы О-40-20-Г (вост. пол.), О-40-21-В и Г) за 1975–1979 гг. Пермь, 1979.

236. *Денисов М. И., Никитин А. Г., Мартемьянов В. В. и др.* Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 групповым методом листов: Р-40-XXXIII (юж. пол.), Р-40-XXXIV (юго-зап. четверть), О-40-III, О-40-IV (зап. пол.), О-40-IX (сев. пол.), О-40-X (сев.-зап. четверть) в бассейнах рек Камы, Яйвы, Глух. Вильвы на Среднем Урале за 1977–1980 гг. Пермь, 1980. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

237. *Денисов М. И., Никитин А. Г., Мартемьянов В. В. и др.* Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 групповым методом Кунгурской площади (листы О-40-XXI (вос. пол.), О-40-XXII, О-40-XXVII (вост. пол.), О-40-XXVIII) в Пермской области за 1981–1984 гг. Пермь, 1984. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

238. *Десятиченко Л. И., Корицунова Л. А., Головина М. Ф.* Отчет о результатах структурно-поискового бурения на Нижне-Сергинском участке в Нижнесергинском районе Свердловской области в 1973–1976 гг., 1976. ВГФ. № 357229.

239. *Зайцев Г. Б., Першенкова Л. П. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-40-47-А (вост. пол.); О-40-47-Б; О-40-35-В (вост. пол.); О-40-35-Г. Отчет о работах Исовской поисково-съемочной партии за 1962–1963 гг., 1964.

240. *Зильберман А. М.* Прогнозная карта на россыпное и коренное золото западного склона Среднего и Северного Урала масштаба 1 : 200 000. Пермский филиал ФГУ «ТФГИ» по Приволжскому ФО. Пермь, 1969.

241. *Зильберман А. М., Чернышева Е. М., Кичгин Ю. Н. и др.* Габбро-диабазовые формации западного склона Среднего и Северного Урала (Отчет по тематическим работам, проведенным в 1969–1971 гг.). ТФ «Пермгеолком», 1971.



242. *Зильберман А. М., Чернышова Е. М., Качанов А. Н. и др.* Базальтоидные формации Западного склона Среднего Урала и перспективы района на первоисточники алмазов. Пермь, 1975.

243. *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 Кваркушско-Каменогорского мегантиклинория за 1976–1978 гг.», Пермь, 1978.

244. *Зильберман А. М., Циганков В. А.* Отчет по теме «Систематизация и анализ геологических и геофизических материалов на Красновишерском, Чусовском и Краснокамском перспективных полях с целью переоценки аномалий и прогнозирования кустов кимберлитовых и лампроитовых тел». Пермь, 1994.

245. *Зобачев В. А., Таттари Н. Н. и др.* Отчет о результатах поисков первоисточников алмазов в бассейнах рек Койвы и Кусьи в Горнозаводском районе Пермской области за 1975–1979 гг. ТФ «Пермгеолком», 1979.

246. *Золоев К. К., Видусов Т. Э., Контарь Е. С., Левин В. Я. и др.* Отчет по теме: «Систематизация материалов по месторождениям цветных и благородных металлов и оценка на лабораторном уровне техногенных месторождений и образований с целью разработки рекомендаций по промышленному их освоению за 1993–1994 гг.», 1995. ВГФ, № 468801.

247. *Зорин С. А., Гозулан А. М.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Урал-Тауской площади планшетов N-40-24-Г (вост. пол.) и N-41-13-А и В (зап. пол.), проведенного Урал-Тауским ГСО в Кусинском районе и на территории гг. Кыштым, Карабаш, Миасс и Златоуст в 1973–1975 гг. Челябинск, 1976.

248. *Казак А. П., Копылова Н. Н., Толмачева Е. В., Якобсон К. Э.* Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. ГГУП «Минерал», 2008.

249. *Кариев Р. В.* Поисковые работы масштаба 1 : 50 000 на молибден и вольфрам с детализацией на перспективных участках в пределах Чикман-Кваркушской металлогенической зоны. Пермский филиал ФГУ «ТФИ по Приволжскому ФО», 2007.

250. *Карпунин А. М.* Состояние минерально-сырьевой базы и перспективы промышленного освоения урановых месторождений Карело-Кольского, Вятско-Камского и Ергенинского рудных районов РФ. Отчет о результатах работ по договору № 04/79 ЮУ-449 от 27 сентября 2004 г. ВСЕГЕИ, 2005.

251. *Кассин Г. Г., Филатов В. В.* Методика и результаты пространственного прогнозирования геодинамических событий на Верхнекамском месторождении калийных солей // Моделирование стратегии и процессов освоения георесурсов. Мат-лы Международной конференции и научной сессии ГИ УрО РАН. – Пермь, 2003. С. 31–34.

252. *Кейльман Г. А., Глушкова Г. А., Демиденко В. С.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-40-144-Б и Г, О-41-133-А (ЮЗ четв.), О-41-133-В (зап. пол.), N-40-14-Б (вост. пол.), N-41-1-А, N-41-1-Б (зап. пол.), N-41-13-А, N-41-13-Б (зап. пол.). Отчет Кенчурской геологосъемочной партии за 1956–1961 гг. 1961, ВГФ, № 234826.

253. *Кислицин А. Г.* Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 200 000, проведенной на площади топотрапедией О-40-ХI, ХVII, ХХII (сев.-вост. ч.). Александровская площадь. Пермский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому ФО», 1975.

254. *Князев Ю. Г.* Отчет о результатах работ по объекту «Создание комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листа N-40 – Уфа». Уфа, 2010. Фонды ОАО Башкиргеология.

255. *Козин Б. П. и др.* Отчет Свердловского отряда о результатах геологического изучения инженерных сооружений (газо- и нефтепроводов, автодорог, линий метро и др.), проведенных в 1988–1990 гг. на территории Свердловской и части Пермской областей. Листы: О-40-VI, XII, XVIII, X, IV, О-41, VII, XIII, XIX. УГФ, 1990.

256. *Контарь Е. С. и др.* Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категории  $P_3$ ,  $P_2$ ,  $P_1$  основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома. Кн. 2. Марганцевые руды. ТФ «Уралгеология», 1997.

257. *Контарь Е. С., Сурин Т. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» в Уральском федеральном округе по состоянию на 1 января 2003 г. (медь, цинк, свинец), 2002.

258. *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. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

259. *Копылов И. С.* Информационный отчет Геоэкологической партии ФГУП «Геокарта-Пермь» по результатам гидрогеологических исследований на территории Пермской области в 2001–2002 гг. «Составление гидрогеологической карты Пермской области масштаба 1 : 500 000 на основе создания базы данных «Региональная гидрогеология Пермской области масштаба 1 : 500 000». Пермь, 2002. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

260. *Коровин Ю. И., Преис В. Ф.* Отчет о детальной разведке Троицкого месторождения граносиенитов в районе г. Кизел Пермской области, проведенной в 1969–1973 гг. Пермь, 1973. Пермский филиал ФГУ «ТФГИ» по Приволжскому ФО».

261. *Коровин Ю. И.* Отчет о поисково-оценочных работах на флангах Троицкого месторождения граносиенитов в районе г. Кизела Пермской области, выполненных в 1987–1990 гг. Пермь, 1990, ФГУ «ПТФГИ».

262. *Краева А. И.* Отчет о поисково-ревизионных работах на мезозойские бокситы в пределах Богословско-Веселовской и Волчанской депрессий за 1961–1962 гг. УГФ, 1963.

263. *Ладейщиков А. В. (отв. исп.), Марков С. Н., Попонина Г. Ю.* Отчет о проведенных исследованиях пригодности медистых песчаников Предуралья к отработке геотехнологическими методами. (Объекты № 71-15, 71-16). Новопетропавловское, Пермский филиал ФГУ «ТФИ по Приволжскому федеральному округу», 1993.

264. *Лидер В. А., Сухоруков А. М., Глазырина Н. С. и др.* Четвертичные отложения Урала. Сводный отчет за 1960–1967 гг. по теме: «Составление комплекта карт четвертичных отложений Урала. Изучение опорных разрезов и обнажений неогеновых и четвертичных отложений. Составление схемы стратиграфии с детальным обоснованием». УГФ, 1967.

265. *Логинов В. П.* Геология и главные черты генезиса среднеуральских колчеданных месторождений (период исследования 1950–1955 гг.). Часть II – Закономерности размещения колчеданных месторождений в зеленокаменной полосе Среднего Урала и некоторые черты их генезиса. ТФ «Уралгеология», 1956.

266. *Лукьянова Л. И.* Пикритовые комплексы западного склона Урала. Канд. дисс., 1978ф.

267. *Майборода В. А., Каплан В. Е., Касимов Р. Ш.* Геологический отчет с подсчетом запасов железных руд по собственно Качканарскому месторождению по состоянию на 1.01.1976 г. УГФ, 1977.

268. *Майборода В. А., Ратников Г. И. и др.* Отчет по геолого-геофизическим поискам магнетитовых руд на Елкинском участке в Нижнетуринском районе Свердловской области в 1982–1984 гг., 1984.

269. *Мамылин А. И., Щетинский В. Н. и др.* Геологический отчет о поисковых работах на коренное золото, проведенных на Хионинско-Елизаветинском участке на Среднем Урале в период 1974–1979 гг. Фонды ТГРЭ, 1979.

270. *Марков С. Н., Ладейщиков А. В., Попонина Г. Ю.* Информационный геологический отчет о результатах опытно-методических исследований пригодности медно-редкометалльного оруденения в верхнепермских медистых песчаниках Предуралья и отработки их СПВ или КВ. Отчет по работам 1991–1992 гг. Пермь, 1992.

271. *Михайлов Д. Г., Макаловский В. В., Плотников А. В. и др.* Отчет по объекту «Обобщение результатов ГРП на территории Пермского края с целью уточнения геологического строения, сырьевой базы и нефтегазогеологического районирования». Исполнитель – филиал ООО «Лукойл-Инжиниринг» «ПермНИПИнефть». Пермь, 2011.

272. *Младших С. В., Соляник В. Н., Зувев Н. А.* Разработка детальной стратиграфической схемы докембрия западного склона Среднего Урала как основы для геологического картирования и поисков. Отчет по работам за 1978–1982 гг. ТФ «Уралгеология», 1982.

273. *Назаров Н. Н.* Отчет по изучению экзогенных геологических процессов на территории Пермской области в 1986–1989 гг. Пермь. Фонды Пермгеолкома, 1989.

274. *Накарякова И. Р., Рыбальченко А. Я., Алексеева Л. В. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 Верхнекамской площади (листы Р-39-XXXVI, О-39-VI) на территории Коми-Пермяцкого АО, проведенном в 2003–2006 гг., 2006.

275. *Наливкин В. Д., Куликов Ф. С., Морозов С. Г., Слепов Ю. Н.* Новый крупный авлакоген на востоке Урало-Поволжья // Геология нефти и газа, 1964, № 3. С. 14–17.

276. *Наседкин В. Г., Кудряшов А. М., Овчарук С. И.* Отчет по теме: «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома», ТФ «Уралгеология», 1997.

277. *Низовой А. П.* Отчет по поисково-разведочным работам на золото-платиновые россыпи в системах рек Тура и Ляля за 1963–1969 гг. УГФ, 1970.

278. *Низовой А. П.* Отчет по поисково-разведочным работам на золото-платиновые россыпи в системах рек Ис, Выи, Бол. Нясымы, Туры и Ляли за 1964–1972 гг. УГФ, 1972.

279. *Николаев В. В., Николаева В. Р.* Отчет о поисковых и поисково-разведочных работах, проведенных в 1953–1955 годах в бассейне верхнего течения р. Усьвы на Верхнее-, Средне- и Нижнее-Усьвинском участках. Пос. Бугульчан, ТФ «Пермгеолком», 1956.

280. *Новицкий В. Я., Семкин Г. Я., Бараковский Э. В. и др.* Геологическое строение Валенторского медноколчеданного месторождения и подсчет запасов по состоянию на 1.01.1969 г., 1969.

281. *Оловянишников В. Г.* Условия формирования верхнедокембрийского комплекса северо-востока Европейской платформы // 4-е региональное Уральское совещание «Осадочные бассейны: закономерности строения и эволюции, минералогия». – Екатеринбург, 2000. С. 27–31.

282. *Парфенов В. В., Борисов А. Н., Рублева И. А. и др.* Отчет Билимбаевской геологической партии по групповому доизучению масштаба 1 : 50 000 Билимбаевской площади в пределах листов О-40-108-В, О-40-108-Г (зап. пол.), О-40-120-А, О-40-120-Б (зап. пол.), О-40-120-В, проведенному в 1979–1983 гг., 1983. ВГФ, № 407112.

283. *Пельдяков А. И., Полянский И. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на железные руды в пределах Пойминско-Коммерческого и Северо-Осокинского участков Кушвинского района за 1987–1998 гг. и в Качканарском рудном узле за 1986–1992 гг. УГФ, 1998.

284. *Пестрецов С. Г., Южаков И. Г. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Саумской площади в пределах листов Р-40-96-Г (юж. пол.), Р-40-108-А (вост. пол.), Р-40-108-Б, Р-40-108-В (вост. пол.), Р-40-108-Г, геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 листа Р-40-96-В (юж. пол.) и общие поиски меди в пределах Саумско-Яхтельинской и Владимирской рудозносных зон за 1984–1988 гг. Свердловск, 1988.

285. *Петров Г. А.* Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика // Современные вопросы геологии. – М.: Научный мир, 2003. С. 180–183.

286. *Петров Г. А., Ильясова Г. А., Останин С. Ю. и др.* Отчет «ГДП-200 в пределах Северо-Уральской площади (лист Р-40-XXXVI)» за 2003–2006 гг. Екатеринбург, 2006.

287. *Петров Г. В.* Отчет по теме: «Оценка перспектив Валенторского рудного района на колчеданное оруденение на 1993–1996 гг.» УГФ, 1996.

288. *Печенкин К. П., Блинов И. С., Гаева Л. А. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты О-40-108-В, О-40-107-Б, Г. Отчет Чусовской геологосъемочной партии за 1958–1959 гг., 1961. ВГФ. № 236572.

289. *Плотников В. Н., Вторин В. И., Баранов А. В.* Отчет о геологической съемке (листы О-40-9-А (зап. пол.), В,Г – (зап. пол.) и геологическом доизучении (листы О-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 1984–1989 гг. Пермь, Фонды ОАО «Геокарта-Пермь», 1989.

290. *Попов В. В., Плотников В. П., Баранов А. В. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на Среднем Урале в бассейне р. Няр. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь», 1984.

291. *Прозоровский С. Б.* Отчет о поисково-оценочных работах в пределах золотоносных россыпей верховьев рр. Вильва и Вижай за 1987–1994 гг. (с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1996 г.). Промысла, ТФ, Пермь, 1996.

292. *Просников М. М., Четченко М. П.* Пересчет запасов Богословского бурого углерода в Карпинском районе Свердловской области в новых условиях по состоянию разведанности на 1.01.1962 г., 1962.

293. *Пунтусова Г. О.* Отчет по теме: «Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000 Северного и Среднего Урала в пределах Центрально-Уральского поднятия и Западно-Уральской зоны складчатости». Пермь, Фонды ОАО «Геокарта-Пермь», 2002.

294. *Пятенко И. К.* Отчет «Геохимическая специализация (редкие элементы) щелочных базальтоидных формаций западного склона Среднего Урала». М., 1981.

295. Рекомендации межинститутской рабочей группы Роснедра / Под ред. А. И. Кривцова. ЦНИГРИ, 2010.

296. *Румянцева Н. А.* Результаты геолого-петрографического изучения вулканогенных пород западного склона Среднего Урала (бассейны р. р. Вильвы, Вижая и Усьвы). Л., 1954. ТФ, Пермь.

297. *Рыбалка А. В.* Информационный отчет о сейсморазведочных работах МОВ-ОГТ по профилю СГ-4 – Басьяновский. ТФ «Уралгеология», 1997.

298. *Рыбьякова Н. М.* Отчет о геологическом изучении (поиски и оценка) россыпных и коренных месторождений на участке недр «Галица–Благодать» в Александровском районе Пермской области, проведенном в 2002–2007 гг. Пермь, 2008.

299. *Сепелева Н. В.* Комплект карт геофизической основы Геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 по листу О-40 с объяснительной запиской. СПб., 2010.

300. *Селиверстов Г. Ф., Жилин И. В., Петров И. В. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Планшеты О-40-144-В, N-40-12-А и Б (зап. пол.). Отчет о работах, проведенных в северо-западной части Челябинской области Нязепетровским геологосъемочным отрядом в 1963–1968 гг., 1968.

301. *Семерун А. К.* Серебряное месторождение россыпного золота на Среднем Урале. ТФ «Уралгеология», 1965.

302. *Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000. Лист О-40-XXXVI (юж. пол.). 1948, ВГФ, № 143269.

303. *Снитко Г. П.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Оценка геологической изученности и подготовка геологического обоснования ГДП-200 листа О-40-ХI (Новоильвенская площадь)». Пермь, 2014. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь».

304. *Сорокин Ю. П., Пуркин А. А. и др.* Геологическая карта Тагило-Кушвинского железорудного района на Среднем Урале масштаба 1 : 10 000. Отчет о результатах геологосъемочных работ за 1959–1969 гг. ТФ «Уралгеология», 1969.

305. *Срывов А. П.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на алмазы в бассейне р. Вильва за 1952–1956 гг. Пермь, 1957. ТФ «Пермгеолоком».

306. *Суслов С. Б., Тетерин И. П., Петухов С. Н. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Елизаветинской площади (листы О-40-71-А, Б, В (вост. пол.), Г с общими поисками в Горнозаводском районе Пермской обл. и Кушвинском районе Свердловской обл., проведенном в 1988–1994 гг. Пермь, 1996. ТФ, Пермь.

307. *Суслов С. Б.* Отчет о тематических работах на объекте «Оценка перспектив россыпной платиноносности и изучение магматических комплексов как источников платины в Горнозаводском районе», проведенных в 2002–2006 гг. Пермь, 2006. Фонды ЗАО «Пермгеологодобыча».

308. *Суслов С. Б.* Отчет о геологическом изучении (поиски и оценка) россыпных и коренных алмазов на участке недр «Малая Порожная» в Горнозаводском районе Пермской области, проведенном в 2002–2006 гг. Пермь, 2006. Фонды ЗАО «Пермгеологодобыча».

309. *Таланцев А. С., Таланцева Р. М.* Геологический отчет Нязепетровской партии о результатах поисковых и ревизионных работ на редкие металлы в 1959–1960 гг., 1961. ВГФ, № 238128.

310. *Успенская Е. А., Гаврилова С. Л., Градовский И. Ф. и др.* Опытнo-методические работы по созданию Госгеолкарты-200 листов О-40-XXX (Первоуральск) и О-40-XXXVI (Нязепетровск) (полигонный объект). Среднеуральская серия (изд. 2-е). М., 2004. Фонды ОАО «УГСЭ».

311. *Ушков Б. К., Пинегин Е. Ф. и др.* Геологическая карта масштаба 1 : 50 000, листы О-40-22-В и Г (отчет Вильвенского отряда по геологической съемке на западном склоне Среднего Урала в бассейне верхнего течения р. Косьвы, проведенной в 1966–1968 гг.). 1970, № 032253.

312. *Ушков Б. К. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-40-23 (юж. пол.), О-40-35-А (зап. пол.). Отчет Вильвенского отряда о геологической съемке на водораздельной части Среднего Урала в верховьях рек Б. Косьвы, Кырьи, Б. Язь, Павды. 1969–1972 гг. Пермский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому ФО», 1973.

313. *Ушков Б. К., Пинегин Е. Ф. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы О-40-59-А и Б. Отчет Теплогорского отряда о геологическом доизучении водораздельной части Среднего Урала в бассейне верхних течений рр. Койвы и Бол. Именной, проведенном в 1973–1976 гг. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь», 1977.

314. *Ушков Б. К., Тетерин И. П. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 площади бассейна среднего течения р. Койвы и верхнего течения рр. Туры и Серебрянки в пределах листов О-40-59-В и Г в Горнозаводском районе Пермской обл. и Кушвинском районе Свердловской обл. за 1977–1980 гг. Фонды ОАО «Геокарта-Пермь», 1981.

315. *Ушков Б. К., Тетерин И. П.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Верхне-Вильвенской площади в водораздельной части Среднего Урала (листы О-40-46-Г-южн. пол., О-40-47-В, О-40-58-Б, Г). Пермский филиал ФГУ «ТФГИ по Приволжскому ФО», 1987.

316. *Ушков Б. К. и др.* «ГМК-500» листов Р-40-Г, О-40-В, Г (Кваркушко-Каменногорский, Полюдовско-Колчимский антиклинорий). Пермский филиал ФГУ «ТФИ по Приволжскому федеральному округу», 2006.

317. *Хрыпов В. Н.* Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий  $P_3$ ,  $P_2$ ,  $P_1$  основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома. УГФ, 1998.

318. *Чувиллин В. А., Болсун В. М., Гаврилов Ю. М. и др.* Гидролитохимическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 по стоку малых рек и озер. Листы О-41, О-40, N-41. Отчет партии № 75 по геологическому заданию № 75-44 за 1990–1996 гг. ГГП «Зеленогорскгеология», Екатеринбург, 1996.

319. *Шалагинов В. В., Тюриков В. С. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-40-84-Г, Р-40-96-Б. Отчет Ушминского ГСО за 1965–1970 гг. Свердловск, 1971.

320. *Шаршов В. С., Атаев А. Я., Плотникова Н. С.* Отчет о поисковых и поисково-разведочных работах на палеозойские бокситы в Карпинском и Ново-Лялинском районах на Северном Урале за 1967–1973 гг. ТФ «Уралгеология», 1973.

321. *Шаршов В. С., Сеянинов В. Н., Козлов К. С.* Отчет: «Геологическое строение и запасы Йовского месторождения дунитов на Северном Урале по состоянию геологоразведочных работ на 1.01.1984 г.», 1984.

322. *Шершнев К. С.* Анализ геологических результатов и обоснование направлений геофизических работ на 1993–2000 гг. Отчет тематической партии № 43/92, 1993.

323. *Шуб И. З., Гагин С. И., Хрыпов В. Н.* Отчет по теме: «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категории  $P_3$ ,  $P_2$ ,  $P_1$  основных твердых полезных

ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома. УГФ, 1998.

324. *Шурубор Ю. В., Нечаев Н. М.* Магматизм западного склона Среднего Урала (Отчет Койвинской партии по работам, проведенным в 1961–1963 гг. в Пашийском алмазодобывающем районе с целью выявления первоисточников россыпных алмазов). Пермь, 1964. Фонды Пермгеолкома, № 36143.

325. *Якимов Е. Г.* Техничко-экономическое обоснование временных разведочных условий для подсчета запасов алмазов россыпи Якунихинская депрессия в Александровском районе Пермского края по состоянию на 1.01.2013 г. (по результатам оценочных работ) Александровск, 2013.

**Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, литохимических ореолов и радиоактивных аномалий, показанных на листе О-40 – Пермь Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Нефть</b>			
I-3-2	ММ	Родниковское	[271]
I-3-4	П	Верх-Боровское	»
I-3-7	ММ/Э	Касибское	»
I-3-11	МС/Э	Логовское	»
I-3-23	П/Э	Тазмерское	»
I-3-31	МК/Э	Юрчукское	»
I-3-33	П/Э	Лемзерское	»
I-3-35	МС/Э	Чашкинское	»
I-3-39	П/Э	Карнашовское	»
I-4-2	ММ/Э	Тарховское	»
I-4-3	ММ	Ширяевское	»
I-4-5	П	Усть-Долгинское	»
I-4-6	П/Э	Боровицкое	»
I-4-9	П/Э	Осокинское	»
I-4-15	МС/Э	Жилинское	»
I-4-21	МС	Бельское	»
II-2-1	МС/Э	Тукачевское	»
II-2-2	ММ/Э	Майкорское	»
II-2-13	П	Кыштымское	»
II-2-14	МС/Э	Романшорское	»
II-2-21	МС/Э	Шатовское	»
II-3-1	МК/Э	Сибирское	»
II-3-4	МС/Э	Шершневское	»
II-3-10	МС/Э	Им. Архангельского	»
II-3-11	МК/Э	Уньвинское	»
II-3-23	П/Э	Чермозское	»
II-3-25	МС/Э	Пихтовое	»
II-3-29	ММ	Истокское	»
II-4-5	П	Ветосское	»
II-4-32	ММ/Э	Крутовское	»
II-4-49	ММ/Э	Ульяновское (Надеждинский купол)	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-52	П/Э	Таборковское	[271]
III-1-6	МС/Э	Сивинское	»
III-1-13	П/Э	Неждановское	»
III-1-16	МС/Э	Верещагинское	»
III-2-4	МС/Э	Слудское	»
III-2-6	МС/Э	Васильевское	»
III-2-11	ММ/Э	Русаковское	»
III-2-21	МК	Краснокамское	»
III-3-1	МС/Э	Ольховское	»
III-3-4	П	Талое	»
III-3-7	ММ/Э	Кухтымское	»
III-3-10	МС/Э	Шеметинское	»
III-3-12	МС/Э	Полазненское	»
III-3-14	П/Э	Мутнинское	»
III-3-15	П/Э	Зоринское	»
III-3-16	П	Южно-Межевское	»
III-3-20	МК/Э	Северокамское	»
III-3-21	ММ	Талицкое	»
III-4-12	П/Э	Боркмосское	»
III-4-16	ММ/Э	Луживское	»
III-4-17	МС/Э	Копальнинское	»
III-4-22	МС/Э	Верхне-Чусовское	»
III-4-32	ММ/Э	Лысьвинское	»
III-4-35	П	Селинское	»
IV-1-1	ММ	Травнинское	»
IV-1-10	ММ/Э	Очерское	»
IV-1-18	ММ/Э	Тыловайское	»
IV-2-24	МК/Э	Баклановское	»
IV-2-29	ММ/Э	Белявское	»
IV-2-33	МС/Э	Горское	»
IV-2-34	МК/Э	Рассветное	»
IV-2-37	МС/Э	Маячное	»
IV-3-1	МС/Э	Лобановское	»
IV-3-11	П	Юрманское	»
IV-3-15	МС/Э	Козубаевское	»
IV-3-21	МС/Э	Обливское	»
IV-3-25	ММ/Э	Александровское	»
IV-3-26	ММ	Зуятское	»
IV-3-28	МС/Э	Кукуштанское	»
IV-3-35	П	Южно-Кукуштанское	»



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
IV-3-47	МС/Э	Троельжанское	[271]
V-1-11	МС/Э	Змеевское	»
V-1-12	МС/Э	Первомайское	»
V-1-14	МК/Э	Мишкинское	»
V-1-16	МС/Э	Березовское	»
V-1-17	МС/Э	Ножовское	»
V-1-19	МС/Э	Западное	»
V-1-20	МК/Э	Падунское	»
V-1-22	МС/Э	Опалихинское	»
V-1-23	МС/Э	Бугровское	»
V-1-36	МС/Э	Мало-Усинское	»
V-1-41	МК/Э	Шумовское	»
V-1-44	ММ/Э	Кирилловское	»
V-2-1	МК/Э	Осинское	»
V-2-9	П	Никольский выступ	»
V-2-13	П/Э	Чекурское	»
V-2-15	МС/Э	Тулвинское	»
V-2-24	ММ/Э	Бардымское	»
V-2-26	МС/Э	Андреевское	»
V-3-6	МС/Э	Гарюшкинское	»
V-3-7	П/Э	Чебакское	»
V-3-8	П/Э	Щербинское	»
V-3-13	ММ/Э	Туркинское	»
V-3-18	МС/Э	Чураковское	»
V-3-20	П	Гущинское	»
V-3-21	МС/Э	Сретенское	»
V-3-22	ММ/Э	Кулигинское	»
V-3-26	МС	Сыповское	»
V-3-29	МС/Э	Чайкинское	»
V-3-30	П	Саргинское	»
V-3-31	ММ/Э	Абрамовское	»
V-3-33	ММ/Э	Красносельское	»
V-3-35	МС/Э	Аспинское	»
V-3-36	ММ/Э	Софроницкое	»
V-3-40	П	Гудковское	»
V-3-44	ММ/Э	Соловатовское	»
V-3-46	ММ/Э	Лесное	»
V-3-49	МК/Э	Таныпское	»
V-3-51	МС/Э	Курбатовское	»
V-3-53	ММ/Э	Самойловское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
V-3-54	П/Э	Грачевское	[271]
V-3-55	МС/Э	Козаковское	»
V-3-56	МС/Э	Софьинское	»
V-3-59	МС/Э	Капканское	»
V-4-7	П	Ручьевское	»
V-4-14	П	Черчинское	»
V-4-15	П	Южно-Алтыновское	»
V-4-16	ММ/Э	Мосинское	»
VI-1-1	МС/Э	Кустовское	»
VI-1-3	МС/Э	Аптугайское	»
VI-1-5	ММ/Э	Байсаровское	»
VI-1-6	МС/Э	Кудрявцевское	»
VI-1-7	МК/Э	Москудьинское	»
VI-1-8	ММ/Э	Бадряшское	»
VI-1-9	МС/Э	Злодаревское	»
VI-1-10	ММ/Э	Алексеевское	»
VI-1-11	МК/Э	Воядинское	»
VI-1-14	ММ/Э	Северо-Никольское	»
VI-1-15	ММ/Э	Хмелевское	»
VI-1-16	МК/Э	Ельниковское	»
VI-1-17	ММ/Э	Никольское	»
VI-1-18	ММ/Э	Хмелевское 2	»
VI-1-21	МУ/Э	Арланское	»
VI-1-22	ММ/Э	Кармановское	»
VI-1-23	ММ/Э	Вениаминовское	»
VI-1-24	ММ/Э	Гарное	»
VI-1-25	ММ/Э	Львовское	»
VI-1-26	МК/Э	Орьебашское	»
VI-2-3	МС/Э	Хатымское	»
VI-2-4	МК/Э	Шагиртско-Гожанское	»
VI-2-5	МС/Э	Быркинское	»
VI-2-6	МК/Э	Альняшское	»
VI-2-7	МС/Э	Камильярское	»
VI-2-8	МС/Э	Аряжское	»
VI-2-9	МС/Э	Кряжевское	»
VI-2-11	МС/Э	Гондыревское	»
VI-2-13	МК/Э	Югомашевское	»
VI-2-14	МК/Э	Игровское	»
VI-2-16	МК/Э	Четырманское	»
VI-2-17	ММ/Э	Тепляковское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
VI-2-18	МК/Э	Бураевское	[271]
VI-2-19	МС/Э	Кузбаевское	»
VI-2-20	ММ/Э	Шавьядинское	»
VI-3-3	МС/Э	Габьшевское	»
VI-3-4	МС/Э	Моховское	»
VI-3-5	МС/Э	Солдатовское	»
VI-3-6	МС/Э	Дозорцевское	»
VI-3-7	МС	Викторинское	»
VI-3-8	МС/Э	Светлогорское	»
VI-3-10	П	Тюшевское	»
VI-3-11	МС	Шароновское	»
VI-3-12	МС/Э	Винниковское	»
VI-3-13	ММ	Дулеповское	»
VI-3-17	МС/Э	Судановское	»
VI-3-18	ММ/Э	Новосеминское	»
VI-3-19	МС/Э	Камышловское	»
VI-3-20	МС/Э	Трифоновское	»
VI-3-22	МС/Э	Чернушинское	»
VI-3-24	ММ/Э	Чарское	»
VI-3-26	МС/Э	Этышское	»
VI-3-27	П	Поспеловское	»
VI-3-28	МС/Э	Чикулаевское	»
VI-3-29	П/Э	Тавдинское	»
VI-3-32	ММ/Э	Одиновское	»
VI-3-33	ММ/Э	Южно-Чернушинское	»
VI-3-34	МС/Э	Трушниковское	»
VI-3-35	ММ/Э	Каюмовское	»
VI-3-38	ММ/Э	Иликовское	»
VI-3-39	ММ/Э	Казачинское	»
VI-3-41	ММ	Кальяновское	»
VI-4-1	МС/Э	Дороховское	»
VI-4-6	П	Калиновское	»
VI-4-9	МС/Э	Каменское	»
VI-4-15	ММ/Э	Токаревское	»
VI-4-16	П/Э	Адилевское	»
VI-4-17	ММ/Э	Кунгакское	»
VI-4-18	ММ	Саварское	»
VI-4-19	МС/Э	Биавашское	»
VI-4-20	ММ/Э	Сухоязское	»
VI-4-21	ММ	Шимское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Нефть, газоконденсат</b>			
I-4-1	МС/Э	Маговское	[271]
II-4-47	ММ	Ульяновское (Ульяновский купол)	»
<b>Газ</b>			
III-4-43	ММ	Комарихинское	»
IV-4-15	ММ	Кордонское	»
IV-5-15	ММ	Кедровское	»
V-5-6	ММ	Бухаровское	»
VI-3-40	ММ	Новоказачинское	»
VI-3-46	ММ	Моталинское	»
<b>Нефть и газ</b>			
III-3-8	МК/Э	Ярино-Каменноложское	»
IV-3-6	МС/Э	Ильичевское	»
IV-3-20	МС	Елкинское	»
IV-3-24	МС/Э	Ожгинское	»
IV-3-29	МС/Э	Кыласовское	»
IV-3-39	МС/Э	Лазуковское	»
IV-3-43	ММ/Э	Ергачинское	»
IV-4-9	МС/Э	Высоковское	»
V-2-23	МК/Э	Батырбайское	»
V-3-1	МК/Э	Кокуйское	»
V-3-17	МС/Э	Сосновское	»
V-4-13	ММ/Э	Алтыновское	»
V-4-17	МС	Бурцевское	»
VI-2-10	МК/Э	Красноярско-Куединское	»
VI-2-12	МК/Э	Татышлинское	»
VI-3-2	МК/Э	Павловское	»
VI-3-9	МС/Э	Караморское	»
VI-3-42	П	Атерское	»
VI-3-45	ММ	Южно-Кубиязинское	»
VI-4-23	ММ/Э	Кызылбаевское	»
<b>Твердые горючие ископаемые</b>			
<b>Уголь каменный</b>			
II-1-5	П		[38]
II-1-6	П		[38]
II-4-13	ММ	Коспаш № 46	[39]
II-4-15	ММ	Коспаш № 48	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-17	ММ	Коспаш № 45 (резервный участок)	[39]
II-4-21	ММ	Участок № 15	»
II-4-25	ММ	Резервный участок шахты им. Ленина	»
II-4-26	ММ	Коспаш № 27	»
II-4-29	ММ	Резервный участок шахты Ключевской	»
II-4-35	ММ	Косьвинский, Глубокий	»
III-5-32	ММ	Косореченское № 1 и № 2	[43]
III-5-51	ММ	Южно-Скальный	»
IV-1-8	П		[45]
IV-1-11	П		»
IV-1-12	П		»
IV-1-13	П		»
V-1-15	П	Скв. 89 (Ножовская площадь)	»
V-1-18	П	Скв. 55 (Ножовская площадь)	»
V-1-29	П	Скв. 21 (Камская площадь)	»
V-1-30	П	Скв. 3 (Маркетовская площадь)	»
V-1-35	П	Скв. 3 (Малоусвинская площадь)	»
V-1-45	П		»
V-6-2	П	Без названия	»
Уголь бурый			
I-6-17	МС/О	Богословское	[37]
I-6-21	ММ/О	Веселовское	»
III-6-10	П	Мостовское	[44]
Торф			
I-1-14	МК	Буждымское	[58, 34]
I-1-15	МС	Лягаевское	»
I-1-16	МК	Кизинское	»
I-1-17	МС	Шипицинское	»
I-1-19	МС	Лопанское	»
I-1-21	МК	Ольховское	»
I-1-22	ММ	Пальницкое	»
I-1-23	МС	Сепольское	»
I-1-24	МК	Косинское 1	»
I-1-26	МС	Шоршинское	»
I-1-27	МК	Большое Косинское	»
I-1-29	МК	Филинское, Самородновское	»
I-2-1	МК	Селищенское	»
I-2-3	МК	Ульвинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
I-2-5	МС	Сом-Ньюр	[58, 34]
I-2-8	МК	Урольское	»
I-2-11	ММ	Чузево	»
I-2-12	МК	Большая Гарь (Чистое)	»
I-2-13	ММ	Чирашер	»
I-2-14	ММ	Под Ригой	»
I-2-16	ММ	Согра	»
I-2-18	ММ	Большая Гижга	»
I-3-3	ММ	Северное	[119, 58, 236]
I-3-5	МС	Тюлькинское	»
I-3-6	ММ	Кокоринское	»
I-3-8	ММ	Вильвенское	»
I-3-10	МС	Маргинское	»
I-3-12	ММ	Чистое	»
I-3-14	МС	Лысьвинское	»
I-3-15	ММ	Мало-Городищенское	»
I-3-16	ММ	Морошковое	»
I-3-17	МС	Харюшинское	»
I-3-18	ММ	Порошинское	»
I-3-21	ММ	Котляинское	»
I-3-22	ММ	Вавиловское	»
I-3-24	ММ	Левино	»
I-3-25	МС	Токово	»
I-3-26	ММ	Кирилловское	»
I-3-28	МС	Родниковское	»
I-3-29	ММ	За мельницей	»
I-3-30	ММ	Кокшарское	»
I-3-32	ММ	Подовинново	»
I-3-36	МС	Ленвенское	»
I-3-37	ММ	Березовское	»
I-3-38	ММ	Большое Шваревское	»
I-3-42	МС	Зырянское	»
I-4-4	МС	Шомовское	»
I-4-7	МС	Осокинское	»
I-4-8	ММ	Боровицкое, уч. 1	»
I-4-10	ММ	Санково	»
I-4-11	МС	Сурмогское II	»
I-4-13	ММ	Большое Тренинское	»
I-4-16	ММ	Кедровое	»
I-4-25	ММ	Галкинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
I-6-10	МК	Симское	[37]
I-6-11	МК	Большое	[37]
II-1-20	ММ	Керчага	[38]
II-2-9	ММ	Мало-Мочгинское	»
II-2-10	МС	Купросское	»
II-2-16	ММ	Подюковское	»
II-3-8	МС	Марьино	[35, 58]
II-3-12	МС	Яйвинское	»
II-3-16	МС	Сметанинское	»
II-3-19	ММ	Лебединое, уч. 1	»
II-3-20	ММ	Право-Челвинское	»
II-3-26	ММ	Бояновское, уч. 1	»
II-3-28	ММ	Луховское	»
II-4-14	ММ	Бажайхинское	[58, 39]
II-4-18	МС	Тунеговское	»
II-4-19	ММ	Вильвенское	»
II-4-24	ММ	Савино	[58, 40]
II-4-39	МС	Поньльско-Брюхановское	[58, 39]
II-4-46	МС	Березовое	»
II-6-24	МК	Актайское	[41]
III-1-1	ММ	Сергинское	[38]
III-1-2	ММ	Завьяловское	»
III-1-3	ММ	Сергинское	»
III-1-4	ММ	Арай	[38]
III-1-8	ММ	Под Лышовой	»
III-1-12	ММ	Вознесенское	»
III-1-15	ММ	Под полями	»
III-1-17	ММ	Путино	»
III-1-18	ММ	Нытва	»
III-2-1	ММ	Наумовское	[119, 58]
III-2-2	ММ	По р. Мол	»
III-2-3	ММ	Зелёное	»
III-2-8	ММ	Нифонятское	»
III-2-9	МС	Боргановское	»
III-2-10	ММ	Под Боярами	»
III-2-13	ММ	Бурыгинское	»
III-2-17	ММ	Зоринское	»
III-2-18	ММ	Стряпунинское	»
III-2-19	ММ	Чайковское	»
III-2-20	ММ	Арай	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-2-24	ММ	Зареченское	[119, 58]
III-2-27	ММ	Мостковское	»
III-3-2	ММ	Терешатское	[119, 58, 35]
III-3-3	МС	Пень-Чистое	»
III-3-22	МС	Сосновое	»
III-3-24	ММ	Глубокое	»
III-3-26	МС	Отсталое	»
III-3-27	ММ	Естюнское	»
III-4-14	ММ	Бобровское	[119, 58, 39]
III-4-19	ММ	Копалинское	»
III-4-21	МС	Ляминское	»
III-4-23	ММ	Шушпанское	»
III-4-25	МС	Забытое	»
III-4-31	ММ	Заболотье	»
III-4-36	ММ	Заводское	»
IV-1-2	ММ	Сосновское	[119, 58, 45]
IV-1-3	ММ	Уваровское	»
IV-1-6	ММ	Малаховское	»
IV-1-9	ММ	Верещагинское	»
IV-1-14	ММ	За речкой	»
IV-1-16	ММ	Заболотово	»
IV-2-2	МК	Марчуговское (Нытвенское)	»
IV-2-9	ММ	Медвежье-Журавлиное	[119, 58, 47]
IV-2-18	ММ	Оханское (Шанайское 1)	»
IV-2-25	ММ	Казанское	»
IV-2-28	ММ	Сташковское	»
IV-2-32	ММ	У Чёрной речки	»
IV-3-10	ММ	Ферма	[119, 58, 48]
IV-3-17	ММ	Тоболки	»
IV-3-22	ММ	Теребовское	»
IV-3-27	ММ	Кукуштанское	»
IV-3-32	ММ	Богатый Ключ	»
IV-3-34	ММ	Мартыновское	»
IV-3-37	ММ	Березинское	»
IV-3-38	ММ	Кыласово	»
IV-4-3	ММ	Матвеевское	[119, 58]
IV-4-4	ММ	Новое	»
IV-4-5	ММ	Батериковское	»
IV-4-6	ММ	Ермолинское	»
IV-4-7	ММ	Верх-Исадское	»



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
IV-4-14	МС	Кузинское	[119, 58]
IV-4-16	ММ	Ильинское	»
IV-4-19	МС	Большое	»
V-1-6	ММ	Осиновское	[119, 58, 45]
V-1-31	ММ	Лучкина Поляна	»
V-1-34	ММ	Березовское	»
V-2-2	ММ	Зуевское	[119, 58, 47]
V-2-20	ММ	Шермейское 1	»
V-2-22	ММ	Белое	»
V-2-27	ММ	Ашатлинское (уч. 1)	»
V-3-2	ММ	Балеевское	[119, 58, 48]
V-3-25	ММ	Межевское	»
V-3-28	ММ	Ореховское	»
V-3-34	ММ	Новосёловское	»
V-3-37	МС	Уинское	»
V-3-38	ММ	Барсаевское	»
V-3-39	ММ	Забродовская Согра	»
V-3-50	ММ	Верх-Тулвинское	»
V-3-52	ММ	Белое	»
V-4-2	МС	Корсаковское	[119, 58]
V-4-10	ММ	Ключевское (уч. 1)	[119, 58, 48]
VI-1-4	ММ	Жернаковское	[119, 58, 48]
VI-1-12	ММ	Лаврино	[119, 58, 52]
VI-2-20	ММ	Кимирзяново	[119, 58, 54]
VI-2-22	ММ	Еловая Согра (Подгорное 1)	»
VI-2-23	ММ	Сандарское I, II	»
VI-2-25	ММ	Теренгульское	»
VI-2-27	ММ	Золотое Дно	»
VI-3-15	ММ	Барановское (Сосновское)	[119, 58]
VI-3-16	МС	Моховое	»
VI-3-21	ММ	Ашшинское	»
VI-3-30	ММ	Ключевское	»
VI-3-31	ММ	У дер. Бизяр	»
VI-3-37	ММ	Трушниковское	»
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
Ж е л е з о			
I-5-48	П	Ослянское	[36]
II-4-9	П	Всеволодовское	[39]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-5-12	ММ	Осамское	[40]
II-5-24	П	Басеги	»
II-5-35	П	Шалдинское	»
II-6-38	МК/Э	Собственно Качканарское	[37]
II-6-41	МК/Э	Гусевогорское	»
III-4-3	П	Запрудное	[39]
III-5-8	П	Дородовское	[43]
III-5-25	П	Польгаловское	»
III-5-30	П	Елисеевский Рудник	»
III-5-31	П	Краснооктябрьский Рудник	»
III-5-34	П	Новоуспенское	»
III-5-37	П	Кедровский Рудник	»
III-5-44	П	Исаковский	»
III-5-46	П	Веселовский Рудник	»
III-5-48	П	Медвежинский Рудник	»
III-5-59	П	Малосвадебное	»
III-5-61	П	Ситниковское	»
III-5-63	П	Ермаковский	»
III-6-39	МС/Э	Гороблагодатское	[41]
III-6-44	ММ	Валуевское	»
III-6-47	МС	Осокино-Александровское	»
IV-5-1	П	Дальне-Суходольское	[49]
IV-5-3	П	Закрасавское	»
IV-5-4	П	Александровское	»
IV-5-6	П	Ивановское	»
IV-5-7	П	Старо-Мишарихинское	»
IV-5-8	П	Первовяткинское	»
IV-5-9	П	Кыновское	»
IV-5-10	П	Сергиевское (Шелкан)	»
IV-5-11	П	Верхне-Кыновское	»
IV-5-12	П	Верхне-Ломовское	»
IV-6-2	МК/Э	Естюнинское	[50]
IV-6-5	МС/Э	Лебяжинское	»
IV-6-7	ММ	Выйское	[50]
IV-6-10	МС/Э	Высогорское	»
IV-6-11	МС	Лагерное	»
IV-6-42	МС	Висимское	»
V-5-3	ММ/О		[51]
V-5-4	П		»
V-6-35	МС/Э	Первоуральское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Х р о м</b>			
I-1-7		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	[34]
I-1-31		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	»
I-2-17		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	»
III-5-15	МС/Э	Главное Сарановское	[43]
III-5-19	ММ/Э	Южно-Сарановское	»
III-6-34	П	Тесовское	»
IV-6-12	П	Ашкинское Северное	[50]
VI-6-36	ПМ	Безымянное	[310]
<b>М а р г а н е ц</b>			
III-5-62	П	Березовское	[43]
III-6-36	П	Ново-Михайловский Рудник	[44]
III-6-42	ММ/О	Казанское	»
III-6-54	П	Песчаное	»
III-6-63	П	Клыктанское	»
IV-1-4	П	Даниловы Ворота	[45]
IV-1-5	П	Восточно-Очерское	»
IV-1-7	П	Павловское	»
IV-6-20	П	Горбуновское	»
V-3-43	П	Верх-Курбатовское	[48]
V-4-8	П	Больше-Ключевское	»
VI-4-13	П	Верх-Иренское	[316]
<b>Цветные металлы</b>			
<b>М е д ь</b>			
I-3-13	П	Григорьевский Рудник	[35]
I-3-19	П	Тетеринское	»
I-3-27	П	Поповский Рудник	»
I-4-17	П	Усольское	[35, 316]
I-5-10	П	Молмыское	[36, 316]
I-5-27	ПМ	Междуречье Слудка–Большая	»
I-5-32	ПМ	Междуречье Омутошная (вост.)–Луговая	»
I-5-39	П	Правобережье р. Кырья (участок Самотойный)	»
I-6-14	ММ/Э	Валенторское	[37]
I-6-25	МС	Галкинское	»
I-6-39	П	Семеновский Рудник	»
II-3-2	П	Балаховское	[35]
II-3-6	П	Сибиряковское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-3-7	П	Яйвинский Рудник	[35]
II-3-14	П	Романовский Рудник	»
II-3-17	П	Зуевский Рудник	»
II-3-18	П	Кужгурский Рудник	»
II-6-1	ПМ	101 Лесной Квартал	[41]
II-6-5	ПМ	Рудник Поперечный	»
II-6-7	ПМ	Центральная Зона	»
II-6-17	П	Гарниковское	»
II-6-25	П	Крутобережное	»
II-6-27	П	Нясьминское	»
III-3-28	П	Васильевское	[42]
III-3-31	П	Верхне-Курьинский	»
III-6-16	П	Кабан VII	[44]
III-6-24	П	Арбатский участок	»
III-6-46	МК/Э	Волковское	»
III-6-64	ММ	Северо-Ольховское	»
IV-2-7	П	Половинка-2	[47]
IV-2-11	П	Чуваки	»
IV-2-12	П	Башкултаево	»
IV-2-13	П	Татарка	»
IV-2-14	П	Участок-2	»
IV-2-16	П	Першино	»
IV-2-19	П	Юго-Камское 1	»
IV-2-22	П	Юго-Камское 2	»
IV-2-23	П	Калиновая	»
IV-2-26	П	Бурдина	»
IV-2-31	П	Кирпич 1	»
IV-3-2	П	Данилихинский Рудник	[48]
IV-3-3	П	Бродовское	»
IV-3-8	П	Мулинский Рудник	»
IV-3-9	П	Тарасовское	»
IV-3-12	П	Сырынское	»
IV-3-16	П	Рыжское	»
IV-3-19	П	Кояновское	»
IV-3-36	П	На р. Бабка	»
IV-3-40	П	Реки Польшгорце, Ключевая	»
IV-3-42	П	Евангельское	»
IV-3-49	П	Талецкое	»
IV-6-40	МС	Левихинская группа	[50]
IV-6-44	МС	Ново-Шайтанское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
V-2-3	П	Пещеры	[47]
V-2-4	П	Песьянское	»
V-2-7	П	Подгородище	»
V-2-8	П	Верхне-Чекурское	»
V-2-10	П	Профиль Искирь–Сараши	»
V-2-11	П	Александровка 2	»
V-2-14	П	Усть-Тунтор	»
V-2-16	П	Антуфьево-1	»
V-2-19	П	Тулач-1	»
V-2-28	П	Бичурина	»
V-2-29	П	Аклуши	»
V-3-4	П	Калининское	[48]
V-3-10	П	Реки Турка, Бырма, Ялым	»
V-6-36	МС/Э	Шлакоотвал СУМЗ	[310]
VI-6-22	П	На р. Малая Кенчурка	»
VI-6-27	П	На р. Аюш	»
VI-6-30		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	»
VI-6-38	П	Нязепетровская группа	»
Ц и н к			
I-5-35	П		[36]
I-6-9		Литохимический ореол Zn, Pb, Mo в рыхлых отложениях	[37]
С в и н е ц , ц и н к			
II-5-2	П	Гора Кырынский Камень	[40]
III-4-8	ПМ	Река Вильва	[39]
III-5-5	ПМ	Река Вильва	[43]
III-5-10	ПМ	Водораздел рек Колдоватая–Пашийка	[43]
III-5-16	ПМ	Вижайское 4	»
III-5-24	ПМ	Вижайский Рудник б	»
III-5-33	П	Кусьинское	»
III-5-42	ПМ	Река Калистратовка	»
III-5-45	ПМ	Усть-Турум	»
III-5-53	ПМ	Река Большой Турум	»
III-5-55	ПМ	Вороновское	»
IV-6-21	П	Уткинское (Уткинский Рудник)	[50]
V-6-29	П	Серебряный Рудник	[310]
V-6-37	ПМ	Тоннельный	»
V-6-44	П	Гладкинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Н и к е л ь ,   к о б а л ь т</b>			
I-1-20		Литохимический ореол в коренных отложениях Ni, Co, Cr	Вострокну- тов Г. А., 2001
I-2-2		Литохимический ореол в коренных отложениях Ni, Co, Cr	»
1-2-4		Литохимический ореол в коренных отложениях Ni, Co, Cr	»
V-5-1		Литохимический ореол в коренных отложениях Ni, Co, Cr	»
V-6-9	П	Перевальное (Лагерное)	[310]
VI-4-14		Литохимический ореол в коренных отложениях Ni, Co, Cr	Вострокну- тов Г. А., 2001
<b>М о л и б д е н</b>			
I-1-4		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	[34]
I-1-32		Литохимический ореол в рыхлых отложениях	[34]
I-5-11		Литохимический ореол в коренных отложениях	[36]
VI-6-34	ПМ	Безымянное	[310]
<b>В о л ь ф р а м</b>			
I-5-3	ПМ	Левобережье р. Ольховка	[36]
I-5-14	ПМ	Нижнее течение р. Нязва	»
I-5-18	ПМ	Левобережье р. Старая	»
I-5-26		Литохимический ореол в коренных отложениях	»
I-5-30	ПМ	Междуречье Кадь–Абия	»
I-5-31	ПМ	Междуречье Кадь–Губь	»
I-5-42	ПМ	Бассейн р. Чердынская	»
<b>А л ю м и н и й</b>			
I-6-18	ММ/О	Богословское (Ольховский карьер)	[37]
I-6-27	ММ/О	Талицкое 1	»
I-6-34	ПМ	Шайтанское	»
III-5-17	П	Сидоровский Рудник	[43]
III-5-35	П	Пашийское	»
III-5-40	П	Куртимский Рудник	»
III-5-41	П	Покровское	»
III-5-52	П	Осиновское	»
III-5-56	П	Графский Рудник	»
III-5-57	П	Свадебное	»
III-5-60	П	Река Большая Свадебная	»
III-6-14	ММ	Известковское	[44]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-6-23	П	Мостовское	[44]
V-6-31	П	Ключевское	[310]
V-6-42	П	Шумихинское	»
V-6-45	П	Каменское	»
VI-6-3	П	Демидское	»
<b>Редкие металлы</b>			
Ниобий, редкие земли			
V-6-38	П	Хомутовское	[310]
V-6-46	П	Лагерное	»
VI-6-23	П	Николаевское	»
Иттрий			
I-5-13	П		[36]
I-5-20	П	Низовья рек. Большой и Малой Рассольной	»
I-5-41	П	Левобережье руч. Осянка	»
I-5-43	П	Восточный склон горы Чердынский Камень	»
I-5-45	П	Левобережье руч. Осянка	»
Стронций			
V-4-5	МС	Мазуевское (Ближний Лог)	[316]
<b>Радиоактивные элементы</b>			
Уран			
IV-1-15	АР		[250]
IV-1-19	»		»
IV-1-21	»		»
IV-1-23	»		»
IV-2-6	»		»
IV-6-27	П	Забродинское	[50]
V-1-3	АР		[250]
V-1-4	»		»
V-1-7	»		»
V-1-10	»		»
V-1-21	ММ	Черепановское	»
V-1-24	АР		»
V-1-27	»		»
V-1-28	»		»
V-1-32	»		»
V-1-33	»		»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
V-1-37	»		[250]
V-1-43	»		»
V-1-46	»		»
V-2-12	АР		»
VI-2-1	»		»
VI-2-2	»		»
VI-2-15	АР		»
VI-3-43	»		»
VI-3-44	»		»
<b>Благородные металлы</b>			
<b>З о л о т о</b>			
I-1-6	ШТ		[125]
I-1-12	»		»
I-1-13	»		»
I-1-18	»		»
I-1-25	»		»
I-1-28	»		»
I-5-2	ПМ	Правобережье р. Улс	[36]
I-5-4	ШТ		»
I-5-9	ПР	Пожвинская россыпь	»
I-5-36	П	Правобережье р. Кадь	»
I-6-2	ПМ	Шомпинское	[37]
I-6-3	ПМ	Обн. 10061	»
I-6-4	ПМ	Ольвинское	»
I-6-5	ПМ	Канавы 5 и скв. С-1	»
I-6-7	ПМ	Обн. 8089	»
I-6-8	ПМ	Гора Палёная	»
I-6-6	ПР	Верхнекаквинский участок	»
I-6-15	ПМ	Квартал 181	»
I-6-16	ПМ	Обн. 7677, 7687	»
I-6-20	ПМ	Обн. 4442	»
I-6-22	ПР	Река Каква	»
I-6-28	ПР	Река Тота	»
I-6-37	П	Кушвинская жила	»
I-6-38	ПМ	Бобровский	»
II-4-38	ШТ		[39]
II-4-44	ШП		»
II-4-50	ШТ		»
II-4-53	»		»



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-5-3	ПМ	Кырьинское	[40]
II-5-4	ПМ	Северная Осянка	»
II-5-5	ПМ	Кырьинский Камень	»
II-5-7	ПМ	Река Берёзовка	»
II-5-8	П	Таловское	»
II-5-9	ШТ		»
II-5-15	ПМ	Гора Осянка	»
II-5-21	ШТ		»
II-5-30	РМ	Река Вильва	»
II-5-31	ШТ		»
II-5-32	»		»
II-6-2	ПМ	Кварцевые жилы	[41]
II-6-3	РМ	Река Благодатный Исток	»
II-6-4	СР	Река Ляля (от Байковки до Мурзинки)	»
II-6-8	ПР	Лялинская (верхняя)	»
II-6-10	РС/О	Река Парча	»
II-6-11	П	Лузиха (шурф 8972)	»
II-6-13	ПМ	Овины	»
II-6-15	ПР	Река Малая Нясьма	»
II-6-18	ПМ	Банное	»
II-6-19	РС/О	Реки Банная, Большая Нясьма (верховья)	»
II-6-23	ПМ	В 3 км к западу от горы Магдалинский Увал	»
II-6-26	ПР	Река Вогулка	»
II-6-28	П	Верховья р. Ис	»
II-6-31	ПМ	Левый борт р. Красенькая	»
II-6-32	П	Шуркинская жила	»
III-4-5	ШТ		[39]
III-4-6	»		»
III-5-6	ПМ	Водораздел рек Нижняя Северная Рассоха-Пролетарка	[43]
III-5-7	РМ	Средняя Северная Рассоха	»
III-5-20	ПМ	Река Мостовая	»
III-5-23	ПМ	Истоки р. Большая Саранка	»
III-5-47	ПР	Река Большой Тырым	»
III-5-49	ПР	Река Волья	»
III-5-54	ПМ	Журавликский Рудник	»
III-5-58	ПР	Сылвицкая россыпь	»
III-6-3	РМ	Река Большая Шалдинка	[44]
III-6-5	РС	Река Большая Именная	»
III-6-7	П	Безводный Увал	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-6-12	РС	Реки Койва, Полуденка	[44]
III-6-13	ММ/О	Гора Кварцевая	»
III-6-15	РС	Река Тискос с притоками	»
III-6-18	П	Хребет Уральский	»
III-6-19	РС	Река Койва с притоками	»
III-6-20	РС/О	Река Малая Именная	»
III-6-22	П	Кутинское	»
III-6-27	П	Тура 1	»
III-6-28	РС	Река Туринская (реки Тура, Тура Долгая)	»
III-6-31	РС	Река Серебряная (Серебрянка)	»
III-6-32	РМ	Река Кырма	»
III-6-40	ММ/О	Хионинско-Елизаветинская группа	»
III-6-43	РК	Река Серебряная (среднее течение)	»
III-6-45	ПР	Река Сыльвица с притоками	»
III-6-48	ПР/О	Река Лая	»
III-6-52	П	Сылвицкое	»
III-6-55	ММ/О	Гора Жеребцова	»
IV-3-33	П	Кулешовское	[48]
IV-5-2	ПР/О	Река Серебрянка	[316]
IV-5-21	ПР	Козьяльская	[316]
IV-6-1	РМ	Река Даньковка	[50]
IV-6-6	РС/Э	Река Зырянка	»
IV-6-13	РС/О	Река Малая Ашка	»
IV-6-15	РС/О	Река Межевая Утка (верховья)	»
IV-6-17	ММ/О	Ашкинское	»
IV-6-18	РМ	Река Ашка	»
IV-6-30	П	Малевский (Ключевской) рудник	»
IV-6-41	РС	Река Тагил	»
IV-6-47	П	Сибирское	»
IV-6-51	П	Гора Дедюхина	»
V-1-1	ПМ	Нижний Лып	[45]
V-1-8	ПМ	Медведка	»
V-1-9	ПМ	Головниха	»
V-1-13	ПМ	Большое Киваринское	»
V-1-26	ПМ	У дер. Сосновка	»
V-3-41	ПМ	Аспинское	[48]
V-3-47	ПМ	Красная Горка	»
V-3-57	ПМ	Капканское	»
V-6-1	ПР	Река Тагил (верховья)	[310]
V-6-3	П	На горе Берёзовая	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
V-6-4	П	Черемшанская Разведка	[310]
V-6-12	РС/Э	Черношишимское	»
V-6-13	П	Шуговское	»
V-6-14	РМ	Река Восточный Шишим	»
V-6-17	ПР	Река Чусовая	»
V-6-21	П	На горе Барсучья	»
VI-6-5	ШТ		»
VI-6-12	»		»
VI-6-18	»		»
VI-6-19	»		»
VI-6-20	»		»
VI-6-28	»		»
VI-6-32	»		»
VI-6-37	»		»
З о л о т о , п л а т и н а			
II-6-9	ПР	Река Мурзинка	[41]
II-6-12	ПР	Лялинская (нижняя)	»
II-6-14	РС/О	Река Большая Нясьма	»
II-6-21	ПР	Река Большая Нясьма	»
II-6-45	ПР	Верхне-Койвинская	»
II-6-47	ПР	Шакюревская	»
III-6-21	РС/Э	Река Мостовская Россыпь	[44]
III-6-49	ПР	Река Ак-Гай, приток р. Баранча	»
III-6-61	ПР	Река Большая Горевая	»
IV-5-16	ПР	Елово-Уньская	[316]
IV-5-17	ПР		»
IV-5-18	ПР	Уньская	»
IV-5-19	ПР	Сухоложская	»
IV-5-20	ПР	Айвинская Площадь	»
IV-6-23	РС/О	Река Чёрная	[50]
IV-6-33	РС/О	Река Межевая Утка (среднее течение)	»
V-6-7	ПР	Река Большая Распахта	[316]
V-6-10	ПР	Река Северная	»
П а л л а д и й			
I-3-40	П	Pd, Au, Pt	Авторские работы
I-3-41	П	Pd, Au, Pt	»
I-3-43	П	Pd, Au, Pt	»
I-3-44	П	Pd, Au, Pt	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-6-56	П	Баронское	[44]
III-6-58	П	Кокуйское	»
П л а т и н а			
I-5-33	ПР/О	Река Тылай	[36]
I-5-34	РС	Реки Большая и Малая Сосновка, Соколовский Лог	»
I-5-38	ПР	Река Косьва	»
I-5-44	ШТ	Шлиховая Проба	»
I-6-30	ПР	Верхнелобвинский участок	[37]
I-6-31	РС	Река Лобва (верховья)	»
I-6-32	П	Бутыринская жила	»
I-6-36	РС/О	Река Малая Косьва	»
II-4-41	ШТ	Шлиховая Проба	[39]
II-5-17	П	Обн. 3657, водораздел Савинская–Малая Язь	[40]
II-5-27	П	Верхне-Койвинский массив	»
II-5-28	П	Карьер около горы Хмели	»
II-5-33	П	Малая Порожня	»
II-6-20	РС/О	Река Малая Каменушка, правый приток р. Нясьма	[41]
II-6-22	П	Берёзовый	»
II-6-29	РС	Река Большая Простокишенка	»
II-6-30	РС/Э	Река Большой Покап	»
II-6-35	РМ	Река Ис (верховья)	»
II-6-37	РС/Э	Река Ис (техногенная россыпь)	»
II-6-46	П	Травянистый Лог	»
II-6-42	РС/О	Река Выя	»
II-6-44	РС/О	Река Тура	»
II-6-46	П	Травянистый Лог	»
II-6-51	П	Шакюревский массив	»
III-5-2	П	Обн. 3645, р. Щегровитка	[43]
III-5-3	П	Обн. 4270, водораздел рек Средняя Северная Рассоха–Большая Шалдинка	»
III-5-11	П	Обн. 1433, район пос. Сараны	»
III-5-12	П	Обн. 3029, водораздел рек Талая–Боровуха	»
III-5-13	П	Обн. 5264, устье р. Левая Рассошка	»
III-5-36	П	Ольховская дайка	»
IV-5-13	ПР	Черепановская россыпь	[316]
IV-6-25	ПР/О	Река Чауж	»
IV-6-39	РС	Реки Шайтанка, Мартьян	»
V-6-11	П	Канавы TR5	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
VI-6-8	ПР	Река Бардым	[316]
VI-6-11	ПР	Река Полуденный Бардым	»
VI-6-29	ПР	Река Маниска	»
<b>Серебро</b>			
I-6-13		Литохимический ореол Ag, Sn, Sb в рыхлых отложениях	[37]
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Оптические материалы</b>			
Кварц (оптический, пьезоэлектрический)			
I-5-7	П	Молмыское	[36]
I-5-8	П	Березовское	»
I-5-22	П	Яйвинское	»
I-5-37	П	Молчановское	»
I-5-46	П	Тулумкинское	»
I-5-47	П	Няровское	»
I-6-1	П	Гора Средний Сенной Камень	[37]
I-6-12	П	Обн. 4209	»
II-5-19	П	Кварцевогорское	[40]
II-5-34	П	Саранское	»
III-6-8	П	Шалдинское	[44]
III-6-11	П	Кварцевая Гора	»
IV-6-16	П	Горбуновское	[50]
IV-6-50	П	Гора Острая	»
VI-6-35	П	Без названия	[310]
<b>Химическое сырье</b>			
<b>Сера</b>			
II-4-26	ММ	Коспаш № 27	[39]
<b>Флюорит</b>			
V-3-16	П	Шляпниковское	[48]
V-3-23	П	Грызаны	»
V-3-32	П	Медянка	»
<b>Барит</b>			
II-5-1	П	Полуденное	[40]
II-5-10	П	Няровское	»
II-5-16	П	Таскаихинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Бораты, боросиликаты</b>			
I-6-19	П	Северо-Тылайское	[37]
<b>Доломит</b>			
IV-4-23	ММ	Чикалинское	[316]
V-3-45	ММ	Грибановское	[48]
V-4-9	ММ	Южное	[316]
V-4-12	ММ	Михинское	»
V-6-22	ММ/Э	Коноваловское	»
V-6-25	ММ/Э	Бойцовское	»
VI-4-10	ММ	Каменское	»
<b>Известняк флюсовый</b>			
II-2-4	ПР	Выходы карбонатных пород	[316]
II-4-2	ММ	Чаньвинское	[39]
II-4-6	ММ	Гора Матюковая (Ивакинский карьер)	»
II-4-33	МС	Губахинское	»
III-1-7	ММ	Сосуновское	[38]
III-4-26	ММ	Южно-Чусовское	[39]
III-5-26	ММ	Сысоевское, Пашийский Гребешок	[43]
III-6-33	ММ	Бисерское	[44]
III-6-53	ММ	Южно-Бандейское	»
IV-4-1	П	Дикари	[316]
IV-4-2	П	Финский Лог	»
IV-4-11	ММ	Клычевское	»
IV-6-14	МК	Гальянское	[50]
V-2-31	ММ	Константиновское	[316]
V-3-12	ММ	Казаковское	Гос. карта 1991 г., Денисов [48]
V-3-48	ММ	Воскресенское	»
V-3-58	ММ	Ермия	»
V-4-3	ММ	Большой Лог	[316]
V-6-6	МК/Э	Староуткинское	[310]
V-6-28	ММ/Э	Билимбавское	»
V-6-30	МК	Черемшанское	»
V-6-41	МС/Э	Дружининское	»
<b>Минеральные удобрения</b>			
<b>Агрокарбонатные руды</b>			
III-2-12	ММ	Кошкинское	[316]
III-2-22	ММ	Краснокамское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-3-9	ММ/Э	Вожское	[316]
IV-3-31	ММ	Заспаловское	»
IV-4-8	ММ	Ремгинское	»
IV-4-12	ММ	Бродовское	»
V-2-6	ММ	Бархатовское	»
V-2-32	ММ	Сарашинское, Таныпское	»
V-3-9	ММ	Журавлевское	[48]
V-3-42	ММ	Телесское	»
V-4-1	ММ	Осинцевское	[316]
V-4-11	ММ	Сыринское	»
VI-3-14	ММ	Зверевское	»
VI-3-25	МС	Алмазовское	»
VI-3-36	ММ	Алмазовское	»
VI-4-12	ММ	Сыгинское	»
VI-4-22	ММ	Тавринское	»
VI-5-1	ММ	Усть-Баякское	»
VI-5-4	МС	Бихметковское	»
VI-5-8	МС	Солонец	»
VI-6-25	ММ	Куликовское	[310]
<b>Апатит</b>			
III-6-57	П	Медведевское	[44]
<b>Фосфорит</b>			
II-5-25	П	Безгодовское	[40]
II-5-26	П	Усьвинское	»
IV-6-28	П	Тулумское	[50]
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>			
<b>Дунит огнеупорный</b>			
I-6-24	МК/Э	Иовское	[37]
IV-6-35	МС/Э	Соловьёвогорское (гора Соловьёва)	[50]
<b>Полевой шпат</b>			
I-6-26	П	Серебрянский Камень	[37]
I-6-33	П	Казанский Камень	»
<b>Горнотехническое сырье</b>			
<b>Асбест хризотилковый</b>			
II-5-20	П	Першинское	[40]
IV-6-26	ПМ	Черноисточинское	[50]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
IV-6-49	ПМ	Верхнее-Тагильское (гора Бумажная)	[50]
V-6-15	ПМ	Починок	[310]
V-6-19	ПМ	В районе Кольцовых печей	»
VI-6-9	ПМ	Без названия	»
VI-6-24	ПМ	Обн. 5315	»
<b>Г р а ф и т</b>			
IV-6-29	П	Мало-Черемшанское	[50]
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>			
<b>А л м а з ы</b>			
I-1-5	ПМ	Участок Лологский	[34]
I-4-12	ПР		[316]
I-4-14	РМ	Якуниха	»
I-4-18	ПР		»
I-4-19	РС	Река Чикман	»
I-4-20	ПР		»
I-4-22	ПР	Река Сюзь	[36]
I-4-23	ПР	Река Талица	»
I-4-24	ММ	Рыбьяковское	»
I-4-28	ПР		»
I-5-1	ПР	Река Быстрая и низовья р. Восточная Рассоха	»
I-5-6		Шлиховая проба	»
I-5-12		Шлиховая проба	»
I-5-15	ПР	Река Ульвич	»
I-5-19	ПР	Река Яйва	»
I-5-25	ПР	Река Кадь	»
I-5-28		Шлиховой поток	»
II-4-1	ПР	Река Чаньва	[39]
II-4-4	ПР	Река Анюша	»
II-4-8	РМ	Река Ценьва	»
II-4-37	ПР		»
II-4-48	ПР	Река Усьва	»
II-5-6		Шлиховая проба	[40]
II-5-11	ПР	Река Няр	»
II-5-13	ПР	Река Косьва	»
II-5-18	ПР		»
II-5-22	ПР		»
II-5-23	ПР		»
II-6-39	РМ/О	Тюшевская, Медведкинская	[41]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
Ш-4-2	ПР	Река Никитинка	[39]
Ш-4-4	ПР	Река Вильва	[43]
Ш-4-10	ПР	Река Усьва	»
Ш-5-1	ПР	Река Вильва	»
Ш-5-4	П	Участок Малая Порожная	»
Ш-5-18	ПР	Северная, Талая	»
Ш-5-21	ПР	Пашийка	»
Ш-5-27	ПР	Река Вижай	»
Ш-5-29	ПР		»
Ш-5-39	РМ/О	Река Кусья	»
Ш-5-43	ПР	Река Койва	»
Ш-5-50	ПР	Река Чусовая	»
Ш-6-1	ПР	Река Койва с притоками	[44]
Ш-6-38	ПР	Река Серебряная (Елизаветинский кордон)	»
Ш-6-50	ПР	Река Серебряная (выше устья р. Кокуй)	»
IV-5-5	ПР		[316]
IV-5-14	ПР		»
IV-6-8	ПР	Межевая Утка (верховье)	[50]
IV-6-19	ПР	Межевая Утка (среднее течение)	»
IV-6-36	ПР	Межевая Утка (устье)	»
IV-6-43	П	Гора Сидорова	»
VI-6-10	ПР	Река Серьга	[310]
Д е м а н т о и д			
IV-6-24	РК	Бобровское (р. Бобровка)	[50]
Б и р ю з а			
VI-6-16	ПМ	Обн. 5167	[310]
VI-6-31	ПМ	Обн. 5317	»
А г а т ы			
II-6-16	П	Кедровское	[41]
С е л е н и т			
V-3-14	ММ/Э	Федоровское	[48]
V-3-19	ММ	Денисовское	»
С п у т н и к и а л м а з а			
I-5-40	ВЛХТ		[36]
II-4-10			[39]
II-4-11	ВЛХТ		»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-20	ШП		[39]
II-4-23	ВЛХТ		»
II-4-28	»		»
II-4-31	ШТ		»
II-4-40	ШП		»
II-4-42	ШТ		»
II-4-45	ШП		»
II-4-51	ШТ		»
III-4-9	»		»
III-4-13	»		»
III-4-18	»		»
III-4-29	»		»
III-4-30	»		»
III-4-38	»		»
<b>Пироп</b>			
I-1-1	ШТ		[34]
I-1-2	»		»
I-1-3	»		»
I-5-5	»		[36]
I-5-16	»		»
I-5-21	»		»
I-5-23	»		»
<b>Уваровит</b>			
I-5-17	ШТ		[36]
I-5-24	»		»
<b>Муассанит</b>			
I-5-29	ШТ		[36]
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Магматические породы</b>			
<b>Граносиенит</b>			
II-5-14	ММ	Троицкое (Западный участок)	[40]
<b>Диорит</b>			
III-6-26	МС	Арбатское	[44]
IV-6-22	МС	Антоновское	[50]
IV-6-32	МС	Юрьевское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Г а б б р о</b>			
II-5-29	ММ	Ново-Вильвинская дайка	[40]
III-5-9	МС/Э	Рассохинское (Рассохинская дайка)	»
III-5-14	МС/Э	Вижайская дайка	»
III-6-17	МС/Э	Ломовское	[44]
III-6-30	МС/Э	Азиатское	»
<b>П о р ф и р и т ы и п л а г и о г р а н и т ы</b>			
III-6-2	МС/Э	Жуковское (Жуков Камень)	[44]
IV-6-45	ММ/Э	Карпушинское	[50]
<b>К а р б о н а т н ы е п о р о д ы</b>			
<b>М р а м о р ы</b>			
IV-6-4	МК	Сапальское (Нижнее-Тагильское)	[50]
V-6-16	МС/Э	Починковское	[310]
<b>И з в е с т н я к</b>			
II-4-12	ММ	Всеволодо-Вильвенское	[39]
II-4-16	ММ	Луньевское	»
II-4-36	МС	Рассольное	»
II-6-33	ММ	Елкинское	[41]
II-6-48	ММ	Бушуевское	»
III-3-18	ММ	Карасьинское	[316]
III-4-7	ММ/Э	Заготовкинское	[39]
III-4-15	ММ/Э	Белый Камень	»
III-5-22	ММ	Надеждинское	[43]
III-5-28	ММ	Рудаковское (западный участок)	»
III-6-29	ММ/Э	Савотькинское	[44]
IV-4-10	ММ	Дубовское (Дубовая Гора)	[316]
IV-4-13	ММ	Комаровское	»
IV-4-20	ММ/Э	Гамовское	»
IV-6-34	ММ/Э	Висимский Карьер	[50]
VI-4-2	ММ/Э	Дороховское	»
VI-4-11	ММ/Э	Истяковское	»
VI-6-1	МК	Атигское	[310]
VI-6-13	ММ/Э	Кубинское	»
VI-6-15	МК/Э	Михайловское	»
VI-6-33	ММ/Э	Нязепетровский (Табуский участок)	»
<b>М е р г е л ь</b>			
I-1-8	ММ	Москвинское	[34]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-1-4	ММ	Гуринское	[38]
II-1-11	ММ	Отеево-2	»
II-1-21	ММ	Гаврилово	»
III-1-11	ММ	Зюкайское	»
<b>Глинистые породы</b>			
Глины и суглинки для цементного производства			
V-6-47	ММ	Атигское	[310]
Глины и суглинки кирпичные			
I-1-10	ММ	Григоровское (Кочевское)	[34]
I-1-11	МС	Григоровское	»
I-1-30	ММ	Келичевское	»
I-4-26	ММ	Пальниковское	»
II-1-2	ММ	Трапезниковское	[38]
II-1-8	ММ	Саранинское	»
II-1-9	ММ	Ректановское	»
II-1-13	МС	Кудымкарское	»
II-1-15	ММ	Юсьвинское	»
II-1-18	ММ	Кокоринское	»
II-1-19	ММ	Лопатинское	»
II-2-7	ММ	Майкорское	[316]
II-2-12	ММ	Мартыновское	»
II-2-15	ММ	Ивановское	»
II-3-5	МС	Березниковское	[35]
II-3-24	МС	Чермозское	»
II-4-7	МС	Всеволодо-Вильвенское	[39]
II-4-22	ММ	Усть-Игумское	»
II-4-27	ММ	Рудничное	»
II-4-30	МС	Северо-Семеновское	»
II-4-34	ММ	Мариинский Лог	»
II-6-34	ММ	Исовское	[41]
II-6-50	МС	Подсобное хозяйство	»
III-1-10	ММ	Мальчиковское	[38]
III-1-14	МС	Верещагинское	»
III-2-5	ММ	Юрятское	[316]
III-2-15	МС	Батурское	»
III-3-6	МС	Селищное	»
III-3-11	ММ	Верх-Гайвинское	»
III-3-30	ММ	Гусевское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-3-32	ММ	Молотовское	[316]
III-3-35	МК	Вороновское	»
III-4-1	МС	Бруслянское	[39]
III-4-27	МС	Куликовское	»
III-4-34	ММ	Еверзиковское	»
III-4-40	МС	Комарихинское	»
III-4-42	МС	Оленевское	»
III-5-38	ММ	Всесвятское	[40]
III-6-6	ММ	Нижнетуриное	[44]
III-6-51	ММ	Жеребцовское	»
III-6-60	ММ	Лайское	»
IV-1-17	ММ	Птицеферма	[45]
IV-2-5	ММ	Кутейники	[316]
IV-2-17	ММ	Подволоцкое	»
IV-3-5	МС	Лесная Дача	»
IV-3-13	КМ	Каменское	»
IV-3-23	ММ	Курашимское	»
IV-3-46	ММ	Иренское	»
IV-3-48	МС	Мыльниковское	»
IV-4-17	ММ	Пеньковское	»
IV-4-21	МС	Кунгурское (участок Косарихинский)	»
IV-4-24	МС	Кишертское	»
IV-6-3	МС	Выйское	[50]
IV-6-38	ММ	Висимское	»
V-1-5	ММ	Северное	[45]
V-1-40	МС	Фокинское	»
V-2-5	МС	Козловское	»
V-3-11	МС	Подзюевское	[48]
V-4-4	МС	Сединское	»
V-5-2	ММ	Шалинское	[316]
V-5-6	ММ	Большой Ельник	»
V-6-27	ММ	Мокропольское	[310]
V-6-32	ММ	Бисертское	»
V-6-43	МС	Ревдинское	»
VI-1-20	ММ	Тарасовское	[52]
VI-2-16	ММ	Бикбардинское	[53]
VI-3-23	МС	Таушинское	[316]
VI-4-7	ММ	Верхнее-Озерское	»
VI-5-3	ММ	Азигуловское	»
VI-5-5	ММ	Артинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
VI-5-6	ММ	Сажинское	[316]
VI-5-9	ММ	Сухановское	»
VI-6-4	ММ	Соколовское	[310]
VI-6-39	СМ	Нязепетровское 1	»
<b>Глины и суглинки керамзитовые</b>			
I-4-27	МК	Сенаторское	[316]
II-4-3	МК	Санаторское	»
III-1-5	ММ	Симунинское	[38]
III-2-23	МК	Талицкое	[316]
III-3-5	МС	Ломоватовское	»
III-3-34	МК	Костаревское	»
IV-3-4	ММ	Заречное	[39]
IV-3-7	ММ	Лесное	»
IV-3-18	ММ	Рыжское	»
V-1-42	МС	Гаревское	[45]
V-6-5	МК	Верхнетагильское	[310]
V-6-34	ММ	Сажинское	»
<b>Обломочные породы</b>			
<b>Песчано-гравийный материал</b>			
I-2-6	ММ	Багайское	[34]
I-2-9	ММ	Басим	»
I-2-10	ММ	Новожиловское	»
I-2-15	ММ	Киевское	»
I-3-9	МК	Мошевское	[316]
I-3-45	МК	Орлинское	»
II-2-3	МС	Казенное	»
II-2-5	ММ	Степановское	»
II-2-6	ММ	Антипинское	»
II-2-8	МС	Горки-2	»
II-2-11	ММ	Стариковское	»
II-3-3	МС	Яйвинское	»
II-3-15	ММ	Костоусовское	»
II-3-22	ММ	Спуск	»
II-3-27	МК	Косьвинское-2	»
III-2-14	ММ	Кадиловское	»
III-3-17	МС	Шалашинское	»
III-3-23	ММ	Беловское	»
III-3-25	МС	Куликовское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
III-3-29	ММ	Гайвинское	[316]
III-4-24	МС	Кучинское	[39]
III-4-28	МС	Мальшатское	»
III-6-25	ММ	Верхнетуриное	[44]
III-6-62	ММ	Баранчинское	»
IV-2-3	ММ	Сукманское	[47]
IV-2-8	МК	Таборское	»
IV-2-10	МС	Хмелевское	»
IV-2-15	ММ	Першинское	»
IV-2-20	ММ	Ларинское	»
IV-2-21	ММ	Окуловское	»
IV-2-27	ММ	Андреевское	»
IV-2-30	МС	Напльвный Остров	»
IV-2-35	МС	Беляевка	»
IV-2-36	ММ	Яганское	»
IV-3-14	ММ	Клестяцкое	[48]
IV-3-41	МС	Подкаменско-Плашкинское	»
V-1-39	МК	Волковское	[45]
V-2-17	ММ	Шумихинское	[316]
V-2-18	ММ	Ишимовское	»
V-2-25	МС	Красноярское	»
V-3-5	МК	Троицкое	[48]
V-6-23	ММ	Билимбаевское	[310]
VI-1-13	МС	Мазунинское	[52]
VI-1-27	МС	Нижнесухаревское	»
VI-2-5	ММ	Федоровское	[53]
VI-3-1	ММ	Качинское	[316]
VI-4-3	ММ	Зюрге IV	»
VI-4-4	МС	Уфимское	»
VI-4-5	ММ	Красноуфимское	»
VI-5-2	ММ	Обуховское	»
VI-6-17	ММ	Новоуфимское	[310]
VI-6-41	ММ	Нязепетровское	»
<b>Песок строительный</b>			
I-2-7	ММ	Седзьсинское	[34]
I-3-20	МК	Соликамское	[316]
I-3-34	ММ	Персиловское	»
II-3-9	ММ	Подгорное	»
II-3-13	МС	Палашерский участок	»

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-4-43	МС	Тихая	[39]
III-1-9	МК	Ошмашское	[38]
III-2-7	ММ	Рождественское	[316]
III-3-13	МС	Сватыно	»
III-3-33	МК	Пролетарское (Пермское)	»
IV-3-30	ММ	Ерзовское	»
IV-6-48	ММ	Ежовское	[50]
V-2-21	ММ	Акбашское	[316]
V-2-30	ММ	Султанайское	»
VI-1-2	МС	Аптугайское	[52]
VI-1-19	МС	Камбарское	[45]
VI-4-8	МС	Ненастьянское	[316]
<b>Прочие ископаемые</b>			
Гипс, ангидрит			
III-3-19	МС/Э	Чумкаское	[316]
III-4-11	МС	Селищинское	»
IV-3-45	МС/Э	Ергачинское	»
IV-3-44	МС/Э	Дейковское	»
IV-3-50	МС/Э	Шубинское	»
IV-4-18	МС	Швалевское	»
V-3-3	МК	Кругловское	[48]
V-3-15	МК/Э	Богомоловский Лог	»
V-3-24	МК	Яковлевское	»
Кварцит			
II-6-6	П	Урочище Камешки	[41]
II-6-40	П	Тюшевское	»
II-6-49	П	Гора Пономарева Грива	»
V-6-33	МК/Э	Гора Караульная	[310]
IV-6-31	МС	Крутой Лог	»
IV-6-37	МС	Гора Песочная	»
Глины красочные			
IV-1-20	ММ	Крутоложское, Божьяковское	[52]
IV-1-22	ММ	Селинское	»
V-1-2	ММ	Лапшинское	[45]
Глины отбеливающие			
I-6-29	П	Тотинское	[37]



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
<b>Сырье для каменного литья</b>			
III-6-4	ММ/Э	Новотуринское	[44]
V-6-24	ММ/Э	Билимбаевское	[310]
<b>Битум</b>			
VI-6-40	П	Без названия	[310]
<b>Соли</b>			
<b>Соли натриевые, магниевые, калиевые</b>			
I-3-1	МУ/Э	Верхнекамское	[316]
IV-4-22	ММ	Шумковское	»
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ</b>			
<b>Минеральные лечебные (без разделения по составу)</b>			
II-1-14	ММ	Кудымкарское	[38]
III-4-37	МС	Участок Лесная Вода	[39]
V-5-5	П	Минеральный источник	[51]
V-5-7	П	Минеральный источник	»
VI-5-7	П	Минеральный источник	[54]
VI-5-10	П	Минеральный источник	»
VI-5-11	П	Минеральный источник	»
<b>Сероводородно-углекислые</b>			
III-4-39	ММ	д/о «Сокол»	[39]
V-1-38	П	Чайковское	[45]
VI-6-2	МК	Нижнее-Сергинское	[310]
VI-6-21	П	У пос. Шокурово	[310]
VI-6-26	П	У пос. Сказ	»
VI-6-42	П	Серный Ключ	»
<b>Йодно-бромные</b>			
II-1-3	П		[38]
II-1-7	П		»
IV-2-1	МС	Усть-Качкинское	[316]
IV-2-4	П	Нытвенское	»
<b>Воды пресные</b>			
I-6-23	ММ	Южно-Карпинское	[37]
I-6-35	ММ/Э	Кытлымское	»
II-1-1	ММ	Юрлинское	[38]

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Источник информации
II-1-10	ММ	Егвинское	[38]
II-1-12	ММ	Кувинское	»
II-6-36	ММ/Э	Нижнетурунский 1	[41]
II-6-43	МС/Э	Исовское	»
III-4-20		Водозабор Ляминского	[39]
III-4-41	ММ	Болотистое	»
III-6-9	ММ/Э	Нижнетурунский 2	[44]
III-6-35	ММ	Сопочное	[44]
III-6-37	ММ	Гаревское	»
III-6-41	ММ/Э	Кушвинское	»
III-6-59	ММ/Э	Нижнее-Лайский	»
IV-6-46	ММ/Э	Ежовское (участок Северо-Ежовский)	[50]
V-1-25	П	Еловское	[45]
V-6-8	ММ	Дарьинское	[310]
V-6-18	ММ	Шишимское	»
V-6-20	ММ/Э	Кузинское	»
V-6-26	ММ/Э	Шайтанское	»
V-6-39	ММ/Э	Уткинское (участок Дружининский)	»
V-6-40	ММ/Э	Каменушинское	»
VI-6-7	ММ/Э	Демидовское	»
VI-6-6	МС/Э	Сергинское	»
VI-6-14	ММ/Э	Новоуфимское	»
<b>Минеральные промышленные</b>			
<b>Йодно-бромные</b>			
III-2-16	МК	Григорьевский участок (Краснокамское)	[316]
<b>Лечебные грязи</b>			
V-4-6	М	Суксунский Пруд	[48]
<b>Барий</b>			
I-1-9	ВЛХТ		[34]

Принятые сокращения. Месторождения: коренные: МУ – уникальные, МК – крупные, МС – средние, ММ – малые; месторождения россыпные: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые; П – проявления коренные; ПР – россыпные; ПМ – пункты минерализации; ореолы рассеяния полезных ископаемых – шлиховые: ШП – линейные (потоки), ШТ – точечные; геохимические (литохимические): в рыхлых отложениях (вторичные) точечные – ВЛХТ; геофизические аномалии: АР – радиоактивные.

Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые; отработанные; разведанные и неосвоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

**Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, обнажений, скважин, показанных на геологических картах плиоценовых и плиоцен-четвертичных образований листа О-40**

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
1	Опорное обнажение ассельского яруса нижней перми	Обн. 103 б, р. Яйва выше пос. Камень. Денисов, 1980
2	Опорный разрез саранхапнерской свиты ( $C_3-O_3sr$ ). Сланцы различного состава, гравелиты полевошпат-кварцевые, кварцитовидные песчаники	Обн. 2090 в истоках р. Пожва. Петров, 2009
3	Скважина. Полный разрез ниже- и среднепермских отложений. Глубина – 730 м	Скв. 7035, дер. Митино. Макарова, 1959
4	Скважина. Вскрывает разрез палеозоя от верхнего карбона (ножовская свита) до нижнего девона (койвенская свита), венда и на гл. 2565 м выходит в отложения фундамента. Глубина – 2600 м	Скв. 22, в 2 км юго-восточнее дер. Гордеево. Кузнецов, 1979
5	Скважина. Вскрывает отложения нижней перми (в том числе и соленосные), карбона, девона и верхней части венда. Глубина – 3120 м	Скв 4-Н. Истоки р. Бол. Сурмог. Денисов, 1980
6	Скважина. Вскрывает наиболее полный разрез уфимского, кунгурского и артинского ярусов пермской системы, включая соленосные отложения Верхнекамского месторождения. Глубина – 860 м	Скв. 966, урочище Глубинное, р. Сурмог. Денисов, 1980
7	Опорная скважина. Вскрывает разрез палеозоя от верхнего карбона (ножовская свита) до нижнего девона (койвинская свита), верхнего венда и на гл. 2615 м выходит в отложения фундамента. Глубина – 2674 м	Скв. 12 – Кочёво (в 3 км южнее пос. Кочёво). Кузнецов, 1979
8	Петротип конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (венд)	Обн. 7101–7103. Петров, 2009
9	Петротип иовского плагиогранитового комплекса (ранний девон)	Обн. 7155–7156. Петров, 2009
10	Скважина. Вскрывает наиболее полный разрез пермских отложений, карбона и верхнего девона. Глубина – 2064 м	Скв. 21. Водораздел рек Сред. Кондас и Уньва. Кузнецов, 1979
11	Скважина. Вскрывает соленосные отложения беззниковской свиты, продуктивные горизонты Верхнекамского месторождения. Глубина – 690,2 м	Скв. 648 (Дуринский прогиб). Янин, 1992
12	Скважина. Вскрывает стратоны перми, карбона и девона. Завершена в верхней части вендских отложений. Глубина – 2950 м	Скв. 9 (Дуринский прогиб). Денисов, 1980
13	Скважина (Дуринский прогиб). Вскрывает пермские отложения и продуктивные горизонты Верхнекамского месторождения солей. Глубина – 694 м	Скв. 1084 (Дуринский прогиб). Денисов, 1980
14	Скважина. Вскрывает полный разрез отложений нижнего и среднего отдела пермской системы. Завершена в отложениях ножовской толщи верхнего карбона. Глубина – 998 м	Скв. 9942 (Ю-3 часть листа О-40-II). Хурсик, 1979

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
15	Опорный разрез ассельского яруса нижней перми	Обн. 103-6 по р. Яйва. Денисов, 1980
16	Наиболее полный разрез перевозской свиты нижнего девона ( $D_{pr}$ )	Речка Лобва, в 600 м западнее пос. Старый Перевоз. Петров, 2009
17	Опорная скважина. Вскрывает разрез палеозоя от урминской серии нижней перми до койвенской свиты нижнего девона, а также венд и нижний рифей; выходит в архейско-нижнепротерозойские отложения фундамента. Глубина – 3074 м	Скв. Оп-1 (Старцевская) Кузнецов, 1979
18	Стратотипический разрез ослянской свиты верхнего рифея ( $RF_{3os}$ )	Обн. 73–81; 563, 440. Гора Ослянка. Зильберман, 1982
19	Петротип троицкого комплекса кварцевых сиенитов гипабиссального (поздний рифей)	Пос. Троицкое, р. Косьва. Ушков, 1989
20	Типовой разрез «верхнепальничнинской подсвиты» хомасьинской свиты ( $O_{1-2hm}$ )	Обн. 1–8, в правом борту р. Пальничная. Младших, 1966
21	Стратотипический разрез усьвинской свиты верхнего рифея ( $RF_{3us}$ )	Река Усьва, ниже руч. Компасечный. Младших, 1982
22	Опорный разрез першинской свиты нижнего венда ( $V_{1pr}$ ) по р. Усьва выше р. Перша	Младших, 1966
23	Стратотип холодноложского горизонта – нижняя часть мальцевской толщи нижней перми ( $P_{1ml}$ )	Правый берег р. Косьва в 2 км выше пос. Кировский. Сафроницкий, 1974
24	Стратотип косьвинского горизонта – основание западно-уральской свиты нижнего карбона ( $C_{2zu}$ )	Описан по р. Косьва у пос. Широковский. Щербаков, 1972
25	Полный разрез перевалокской свиты верхнего венда, одной составляющей объединенного стратона ( $V_{2sp+pv}$ )	Находится на р. Усьва (ск. Крутая Гора). Снитко, 2009
26	Траншеей газопровода вскрыт типовой разрез вьйской свиты ( $O_{2-3vs}$ )	Газопровод, обн. 4391–4400. Ушков, 1987
27	Петротип качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (поздний ордовик)	Гора Качканар. Шалагинов, 1998
28	Стратотип щегровитской свиты верхнего рифея ( $RF_{3šc}$ )	Обнажения по рекам Вильва и Щегровитка. Стратотип..., 1983
29	Стратотип лекской свиты нижней перми ( $P_{1lk}$ )	Бадер, 1961; Снитко, 2010
30	Стратотип колпаковской свиты верхнего кембрия–среднего ордовика ( $Є_3-O_{2kl}$ )	Гора Колпаки. Ушков, 1981
31	Петротип сарановского ультрамафит-габбрового комплекса (поздний рифей)	Пос. Сараны. Смирнов, 1977
32	Скважина. Вскрывает разрез палеозоя от соликамской свиты нижней перми до среднего девона и отложения верхнего венда. Глубина – 2586 м	Скв. 101 г, в 3 км к юго-западу от дер. Голубята. Кузнецов, 1971

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
33	Скважина СГ-4, вскрывает вулканокластические отложения именновской свиты (2640 м), флишоидный разрез павдинской свиты (2430 м) и вулканиты шемурской свиты. Глубина – 5320 м	Скв. СГ-4 (Уральская). Петров, 1999
34	Фрагмент стратотипического разреза кырминской свиты верхнего рифея ( $RF_3km$ ) по р. Кырма	Обн. ТС141–147. Аблизин, 1966
35	Стратотип федотовской свиты верхнего рифея ( $RF_3fd$ )	Река Койва в районе пос. Федотовка. Аблизин, 1982
36	Стратотип усть-сылвицкой свиты верхнего венда ( $V_{2us}$ )	Обн. 3091–3092. Снитко, 2010
37	Скважина. Вскрывает разрез нижней перми, карбона, девона и верхнего венда. Глубина – 3049 м	Скв. 1. Шумилова, 2002
38	Скважина. Вскрывает стратотипический разрез поповской свиты нижней перми ( $P_{pp}$ )	Скв. 2, район дер. Брагино. Вагаев, 1963; Романова, 1970
39	Скважина. Вскрывает разрез палеозоя от урминской серии нижней перми до нижнего девона, а также венд, рифей и выходит в архейско-нижнепротерозойский фундамент. Глубина – 3670 м	Скв. 53 (Соколовская), Бабеньшев, 2000
40	Опорная скважина. Скважина вскрывает разрез палеозоя от уровня шешминской свиты нижней перми до среднего девона, а также верхний венд и рифей; выходит в архейско-нижнепротерозойский фундамент (граниты с абс. возрастом 1810 млн лет). Глубина – 2997 м	Скв. 12. Расположена в районе дер. Ильино. (Северокамская). Кузнецов, 1971
41	Стратотип бутонской свиты нижнего венда ( $V_{1bt}$ )	Речка Сылвица в районе пос. Бутон. Аблизин, 1982
42	Стратотипический разрез керносской свиты нижнего венда ( $V_{1kn}$ )	Речка Сылвица. Аблизин, 1982
43	Стратотип старопечнинской свиты, опорные разрезы перевалокской и нижней части чернокаменской свит верхнего венда	Речка Сылвица в районе урочища Старопечное. Аблизин, 1982
44	Стратотипический разрез верхней части клыктанской свиты верхнего рифея ( $RF_3kl$ )	Обн. 3020–3025. Река Серебряная в районе устья р. Клыктан. Суслов, 1997
45	Опорная скважина. Вскрывает разрез палеозоя (от урминской серии нижней перми до нижнего девона), венд и выходит в тюрюшевскую свиту нижнего рифея. Глубина – 3212 м	Скв. 10п (Бородулинская). У ст. Бородулино. Бабеньшев, 2000
46	Опорный разрез усть-сылвицкой свиты верхнего венда и перекрывающих ее такатинской, вязовской, койвенской и бийской свит нижнего–среднего девона	Река Чусовая ниже устья р. Сылвица. Аблизин, 1982
47	Скважина в интервале 2700–2914 вскрывает стратотипический разрез верещагинской свиты верхнего венда ( $V_{2vr}$ ). Глубина – 3050 м	Скв. 37 Верещагино. Стратиграфическая..., 2000

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
48	Стратотипический разрез серебрянской серии нижнего венда ( $V_{sr}$ )	Речка Серебряная в районе пос. Серебрянка. Аблизин, 1982
49	Скважина. Вскрывает отложения палеозоя от белебеевской свиты средней перми до среднего девона и выходит в кыквинскую и верещагинскую свиты верхнего венда ( $V_2kv+vr$ ). Глубина – 2121 м	Скв. 33. В 5 км восточнее пос. Нытва. Кузнецов, 1974
50	Стратотипические и опорные разрезы сыльвицкой серии верхнего венда ( $V_2sl$ )	Речка Серебряная ниже пос. Серебрянка. Аблизин, 1982
51	Опорные разрезы стратонов нижнего карбона	Река Чусовая в районе пос. Кын. Щербаков, 1971
52	Опорный разрез стратонов среднего и верхнего карбона	В 1 км западнее ж.-д ст. Кын. Щербакова, 1979
53	Опорная скважина. Вскрывает разрез палеозоя от урминской серии нижней перми до ваяштинской свиты нижнего девона, а также венд и нижний рифей. Глубина – 4441 м	Скв. 14 – Очёр. В 6 км к ЮЗ от дер. Ежово. Протерозойские..., 1975
54	Скважина. Вскрывает разрез палеозоя от нижнепермских отложений до основания карбона. Глубина – 3529 м	Скв. 136. Лист О-40-XXIII. Бельковская, 1988
55	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона, выходит в вендские отложения. Глубина – 2520 м	Скв. 73. Лист О-40-XXI. Денисов, 1991
56	Петротипический разрез качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса (поздний ордовик)	Лист О-40-XXIV. Малахов, 1970
57	Скважина. Вскрывает разрез палеозоя от нижней части урминской серии нижней перми до нижнего девона, а также стратоны венда и калтасинскую свиту нижнего рифей. Глубина – 2809 м	Скв. 41, Черновская. В районе дер. Кривелёво. Стратиграфия, 1971
58	Скважина Вскрывает разрез венда и кырминской свиты верхнего рифей ( $R_3kr$ ). Глубина – 251,6 м	Скв. 32. Ерёмна, 1963
59	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона, девона и выходит в вендские отложения. Глубина – 2340 м	Скв. 13. Денисов, 1991. Лист О-40-XXI
60	Скважина 19 (в 5 км восточнее дер. Зюзино). Вскрывает разрез палеозоя от урминской серии нижней перми до нижнего девона, а также венд и нижний рифей. Глубина – 2700 м	Скв. 19. Лист О-40-XIX. Проворов, 1999
61	Стратотип филипповского горизонта (и филипповской свиты) нижней перми	Правый берег р. Сылва у села Филипповское. Денисов, 1991
62	Опорный разрез филипповской и иренской свит (верхняя часть кунгурского яруса)	Реки Сылва и Ирень в районе г. Кунгур. Денисов, 1991
63	Скважина. Вскрывает отложения палеозоя от белебеевской свиты средней перми до среднего девона и выходит в верхний венд. Глубина – 2415 м	Скв. 2. Правый берег Воткинского водохранилища, в 3 км южнее пос. Пташки. Кузнецов, 1971
64	Сылвенские рифы (гора Камень Ермак)	Река Сылва выше ст. Чикали. Денисов, 1984

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
65	Стратотипический разрез камайской свиты нижней перми	Река Сылва в районе ст. Кишерть. Денисов, 1984
66	Скважина. Вскрывает разрез шешминской свиты нижней перми, отложения карбона, верхнего и среднего девона и венда. Глубина – 2145,5 м	Скв. 16 (Оса). Район горы Оса. Кузнецов, 1974
67	Опорный разрез стратонов нижнего карбона	Обн. 15-16. Левый берег р. Чусовая, 2 км севернее г. Староуткинск. Биянов, 1963
68	Опорное обнажение. Саргинские рифы ассельского яруса нижней перми	Речка Сылва у пос. Суксун. Денисов, 1984
69	Опорная скважина. Вскрывает разрез нижней перми, карбона, девона, венда и рифея, а также надвиговые сместители. Глубина – 5207 м	СП-1 (Аракаевская) В 4,5 км западнее пос. Сабик. Грибова, 2012
70	Опорное обнажение верхней части белебеевской и нижней части уржумской свит средней перми	Обн. 83. В 4,5 км восточнее дер. Бабка. Бабёнышев, 2004
71	Опорная скважина. Вскрывает разрез палеозоя от уровня урминской серии нижней перми до нижнего девона, а также верхний венд и калтасинскую свиту нижнего рифея. Глубина – 4008 м	Скв. 92 – Ножовка. Кузнецов, 1975
72	Опорная скважина. Вскрывает отложения палеозоя шешминской свиты нижней перми до среднего девона и выходит в верхний венд. Глубина – 2345 м	Скв. 52 (Елкинская). Денисов, 1991
73	Опорная скважина. Вскрывает отложения нижней перми, карбона, девона и выходит в верхний венд. Глубина – 2680 м	Скв. 550-н Расположена в районе дер. Осинцево. Денисов, 1984
74	Опорные обнажения (вблизи дер. Красносоколье) камайской свиты с переходом в вышележащие сылвенские рифы	Обн. 254–255. Денисов, 1984
75	Опорный разрез нижней части куртинской свиты среднего рифея ( $RF_2kr$ ) по р. Чусовая (вблизи устья р. Шайтанка)	Успенская, 2004
76	Скважина. Вскрывает разрез белебеевской свиты средней перми, отложения карбона, девона и верхов венда. Глубина – 2318 м	Скв. 16. Бабёнышев, 2004
77	Скважина. Вскрывает разрез уржумской свиты средней перми, отложения карбона и девона (до уровня терригенной толщи ( $D_2t$ )). Глубина – 2295 м	Скв. 50. Бабёнышев, 2004
78	Опорная скважина. Вскрывает отложения нижней перми, карбона, девона и выходит в гожанскую свиту верхнего рифея. Глубина – 4166 м	Скв. 10 (Бухаровская). Кузнецов, 1979
79	Опорная скважина. Вскрывает шешминскую свиту нижней перми, отложения карбона, верхнего и среднего девона, венда и среднего рифея. Глубина – 2882 м	Скв. 60 (Тулва). Речка Тулва, пос. Тюндюк. Кузнецов, 1974
80	Наиболее полный и непрерывный разрез верхнедевонско-нижнекаменноугольных карбонатных отложений с фаунистической характеристикой пород, сопоставляемых с тульским и алексинским горизонтами визе	Район ст. Дружинино. Варганов, 1960

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
81	Скважина. Вскрывает отложения палеозоя от соликамской свиты нижней перми до среднего девона, а также венд и верхний рифей. Глубина – 2265 м	Скв. 1 (дер. Козловка). Кузнецов, 1974
82	Опорное обнажение верхней части белебеевской свиты средней перми	Обн. 651. Левый берег р. Кама ниже по течению, г. Чайковский. Бабеньшев, 2004
83	Стратотипический разрез малыгинской свиты верхнего ордовика ( $O_3mt$ )	Приустьевая часть долины р. Малыгина и р. Серьга. Варганов, 1968
84	Стратотип козинской свиты верхнего кембрия–нижнего ордовика ( $\text{Є}_3\text{--}O_1kz$ )	Правый берег р. Кози вблизи г. Верхние Серги. Варганов, 1968
85	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона, девона и калталинскую свиту нижнего рифея ( $RF_1kt$ ). Глубина – 4458 м	Скв. 203 (Бедряж). Жуков, 1988
86	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона, а также отложения протерозоя. Глубина – 1994 м	Скв. 112. Жуков, 1988
87	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона. Глубина – 1652 м	Скв. 10. Гусев, 1995
88	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона. Глубина – 1490 м	Скв. 2. Гусев, 1995
89	Опорное обнажение сылвинских рифов (артинский ярус нижней перми)	Между селами Манчаж и Нижний Бардым. Наливкин, 1961
90	Опорный разрез метелевской («воронинской») свиты силура ( $S_{2-3}mt$ )	Михайловский пруд. Варганов, 1973
91	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона. Глубина – 1892 м	Скв. 296. Гусев, 1997
92	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона, девона и отложения протерозоя. Глубина – 2054 м	Скв. 11. Жуков, 1988
93	Сводный разрез стратотипов кунгурского яруса нижней перми	Речка Карзя, возле с. Сажино. Наливкин, 1961
94	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона и девона. Глубина – 1820 м	Скв. 8633. Масагутов, 1998
95	Опорная скважина. Вскрывает разрез перми, карбона, девона и входит в отложения протерозоя. Глубина – 5062 м	Скв. 7000 (Арланская). Надеждин, 1994
96	Опорные обнажения уткинской свиты верхнего карбона ( $C_3ut$ )	Река Уфа, между селами Белянка и Юлдашево. Смирнов, 1956
97	Скважина. Вскрывает разрез перми, карбона, девона и входит в отложения протерозоя. Глубина – 1992 м	Скв. 200. Егорова, 1989



*Список опорных обнажений и скважин, показанных  
на геологической карте плиоцен-четвертичных образований листа О-40*

Номер на карте	Характеристика объекта	Литературный источник, авторский номер объекта
1	Опорная скважина. Вскрывает вендский аллювий переуглубленных долин нижнего неоплейстоцена	Скв. 279-Б, р. Кама выше пос. Березники. Горецкий, 1964
2	Опорное обнажение аллювия высокой поймы голоцена	Обн. 117, долина р. Турья, угольный карьер г. Карпинск, Стефановский, 2006
3	Опорный разрез аллювия второй надпойменной террасы верхнего неоплейстоцена	Обн. 85, р. Кама, дер. Слудка. Стефановский, 2006
4	Опорный разрез аллювия первой надпойменной террасы верхнего неоплейстоцена	Обн. 187, р. Чусовая, дер. Заозерье. Пахомов и др., 2005
5	Опорный разрез четвертой надпойменной террасы среднего неоплейстоцена	Обн. (шурф) 53, р. Сылвица, пос. Чёрный Камень. Стефановский, 2006
6	Опорный разрез чернскутовской террасы нижнего неоплейстоцена	Обн. 17 (карьер), р. Бабки, дер. Масленики. Яхимович и др., 1988
7	Опорный разрез аллювия первой надпойменной (режевской) террасы верхнего неоплейстоцена	Обн. 2, р. Межевая Утка, с. Синегорское. Стефановский, 2006
8	Опорный разрез лимния голоцена	Карьер (выемка), дер. Одинцово. Сайдановский, 1991
9	Опорный разрез бреховского аллювия эоплейстоцена	Обн. 73, р. Иргина, пос. Брехово. Верещагина, 1985
10	Опорная скважина. Вскрывает коллювий и делювий кундравинской свиты нижнего неоплейстоцена	Скв. 132, дер. Арасланова. Стефановский, 2006
11	Опорный разрез голостратотипа кудашевского горизонта верхнего неоплейстоцена	[52] ГК-200/2 листа О-40-XXXI (Нефтекамск) (авт. И. М. Синицин, Г. И. Синицина и др.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (A, B и C)				Σ A+B+C	Прогнозные ресурсы P(D)			Минерагенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				A	B	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>		P <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	P <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	P <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
<b>Волго-Уральская нефтегазоносная провинция</b>														
1	Верхнекамская НГО (15 Н,Г <sub>3</sub> D <sub>2</sub> -C <sub>2</sub> )	Нефть, газ	15 048								(200,2 млн т н. э.)			16,7 тыс. т н.э./км <sup>2</sup>
2	Пермско-Башкирская НГО (16 Н,Г <sub>3</sub> D <sub>2</sub> -C)	Нефть, газ	63 613								(1073,2 млн т н. э.)			15,4 тыс. т н.э./км <sup>2</sup>
3	Средне-Предуральская НГО (17 Н,Г <sub>3</sub> C-P <sub>1</sub> )	Нефть, газ	28 468								(729 млн т н. э.)			25,4 тыс. т н.э./км <sup>2</sup>
4	Западно-Уральская НГО потенциальная (18 Н,Г <sub>3</sub> C <sub>2</sub> -P <sub>1</sub> )	Нефть, газ												
5	Нижнесергинский НГР потенциальный (18.1)	Нефть, газ	9080								(363,2 млн т н. э.)			40 тыс. т н.э./км <sup>2</sup>
6	<i>Камско-Каргалкинская меднорудная минерагеническая зона (1 Cu/P<sub>1-2</sub>)</i>	Медь		-	-	-	-	-	-	-	800 тыс. т	-	800 тыс. т	
<b>Предуральская минерагеническая мегазона</b>														
7	Верхнекамский соленосный бассейн (2.1 srl, sy, hl(Pt,Pd)/P <sub>1</sub> )	Платина	3354	-	-	-	-	-	-	-	90 т	-	90 т	0,027 т/км <sup>2</sup>
		Золото									176 т		176 т	0,05 т/км <sup>2</sup>
		Палладий										699 т		699 т
8	<i>Березниковская меднорудная зона (2.1.1 Cu/P)</i>	Медь	1737	-	-	-	-	-	-	-	2700 тыс. т	-	2700 тыс. т	1,55 тыс. т/км <sup>2</sup>

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы Р(D)			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	Р <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	Р <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
<b>Западно-Уральская минерогеническая мегазона</b>														
9	Кизеловский каменноугольный район (3.1 УК/С <sub>1</sub> )	Уголь каменный		180 млн т		42,6 млн т	222,6 млн т	19 млн т		35 млн т	–	276,6 млн т		
10	Чусовской каменноугольный район (3.2 УК/С <sub>1</sub> )	Уголь каменный		26,1 млн т			26,1 млн т	–	–	–	–	26,1 млн т		
<b>Кваркуиско-Каменногорская золото-хромит-железородная минерогеническая зона (5 Fe,Cr, Au/RF<sub>3</sub>–С, Р)</b>														
11	Сарановский платинохромовородный узел (5.0.1 Cr, Pt/RF <sub>3</sub> )	Хромитовые руды	1068		3,86 млн т	7,17 млн т	11,03 млн т	2,68 млн т	–	12 млн т		23,71 млн т	0,02 млн т/км <sup>2</sup>	
		МПГ								6 т		6 т	0,006 т/км <sup>2</sup>	
12	Ашкинский платинозолоторудный узел (5.0.2 Au,Pt/RF <sub>3</sub> )	Палладий	303							20 т		20 т	0,07 т/км <sup>2</sup>	
		Золото							18 т	15 т		33 т		
13	<b>Кожимо-Висимская золото-железо-полуметаллическая минерогеническая зона (6Pb,Zn,Fe,Au/С–MZ)</b>	Свинец цинк		–	–	–	–	–	–	130 тыс. т	–	130 тыс. т		
	<b>Уфалейская графитоносная кварц-титаново-железородная минерогеническая зона (9 Fe,Ti,q(gp)/PR<sub>1</sub>–P<sub>2</sub>, MZ)</b>			–	–	–	–	–	–	–	–	–		
14	Хомутовско-Каменная полуметаллически-ниобиево-иттриевородная зона потенциальная (9.0.1 Y,Nb,Zn/RF <sub>2</sub> ,C <sub>1-2</sub> , MZ)	TR	778						78 тыс. т	5,8 тыс. т		83,8 тыс. т	0,108 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Иттрий							39 тыс. т	2,9 тыс. т		41,9 тыс. т	0,05 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Цирконий								219,6 тыс. т	50,4 тыс. т		270 тыс. т	0,35 тыс. т/км <sup>2</sup>

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы Р(D)			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	Р <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	Р <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
<b>Западно-Тагильская ванадиево-титаноносная платино-железо-меднорудная минерогеническая зона (10 Cu,Fe,Pt(Ti,V)/V-D)</b>														
15	Валенторский золото-цинково-меднорудный узел (10.0.1 Cu,Zn,Au/S <sub>1</sub> )	Медь	850		–	30,5 тыс. т	74,99 тыс. т	105,49 тыс. т			520 тыс. т		625,49 тыс. т	0,61 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Цинк				34,56 тыс. т	464,0 тыс. т	498,56 тыс. т			585 тыс. т		1083,56 тыс. т	0,60 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Золото					18,78 т	18,78 т			32 т		50,78 т	0,04 тыс. т/км <sup>2</sup>
16	Качканарский платиноносный титано-ванадиево-железорудный узел (10.0.2 Fe,V,Ti(Pt)/O <sub>3</sub> )	Железо	331						3022,3 млн т				3022,3 млн т	9,13 млн т/км <sup>2</sup>
17	Кузвинско-Тагильский золото-платиноносный марганцево-медно-железорудный узел (10.0.4 Fe,Cu,Mn,(Pt,Au)/O <sub>3</sub> -D <sub>1</sub> )	Железо	690		873,91 млн т	109,88 млн т	983,79 млн т			130 млн т			1123,79 млн т	1,63 млн т/км <sup>2</sup>
		Медь			1663,3 тыс. т	26165,4 тыс. т	27828,7 тыс. т					27828,7 млн т	40,33 млн т/км <sup>2</sup>	
		Ванадий			723 тыс. т	77,3 тыс. т	800,3 тыс. т					800,3 тыс. т	1,16 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Цинк							225 тыс. т			225 тыс. т	0,33 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Теллур				258,4 т	258,4 т					258,4 т	0,37 т/км <sup>2</sup>	
		Селен				2819,4 т	2819,4 т					2819,4 т	4,09 т/км <sup>2</sup>	
		Свинец								65 тыс. т		65 тыс. т	0,094 тыс. т/км <sup>2</sup>	
		Марганец									1,5 млн т		1,5 млн т	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы Р(D)			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	Р <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	Р <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
18	<i>Висимский платино-железорудный узел (10.0.5 Fe,Pt/O<sub>3</sub>)</i>	Железо	233	161,57 млн т		36,66 млн т		198,22 млн т	–	–	–		198,22 млн т	0,85 млн т/км <sup>2</sup>
19	<i>Левихинская золото-цинково-меднорудная зона (10.0.6 Cu,Zn,Au/O<sub>3</sub>)</i>	Медь	246	291 тыс. т		20,7 тыс. т		311,7 тыс. т	6,7 тыс. т				318,4 тыс. т	1,29 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Цинк		136,6 тыс. т		48 тыс. т		184,6 тыс. т	131,4 тыс. т				316 тыс. т	1,28 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Свинец							5,2 тыс. т				5,2 тыс. т	0,02 тыс. т/км <sup>2</sup>
		Золото							9,45 т				9,45 т	0,04 т/км <sup>2</sup>
		Серебро							190,83 т				190,83 т	0,78 т/км <sup>2</sup>
<b>Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерогеническая зона (11Al,УБ,Аu,Fe/D–С)</b>														
20	<i>Ивдельско-Туринский золото-железо-алюминиеворудный район (11.1 Al,Fe,Au/D<sub>1</sub>,T<sub>3</sub>)</i>	Бокситы			3086,6 тыс. т		3086,6 тыс. т						3086,6 тыс. т	
21	<i>Серовский бурогольный узел (11.1.1 УБ/T<sub>3</sub>–J<sub>1</sub>)</i>	Бурый уголь	39	15 943 тыс. т				15 943 тыс. т	–	–	–		15 943 тыс. т	408,79 тыс. т/км <sup>2</sup>
<b>Вне минерогенических зон и районов</b>														
22	<i>Мысовско-Шуштанский алмазо руднороссыпной узел потенциальный (0.0.5 di/D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>, P<sub>3</sub>–Q)</i>	Алмазы											15 млн карат (кор.) 0,89 млн карат (росс.)	
23	<i>Усольский алмазо руднороссыпной узел потенциальный (0.0.4 di/D<sub>3</sub>–C<sub>1</sub>)</i>	Алмазы											15 млн карат (кор.) 1,23 млн карат (росс.)	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы Р(D)			Минерогенический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	Р <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	Р <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
24	Павловский марганцеворудный узел (0.0.1 Мп/Р <sub>2</sub> )	Марганец	167							0,61 млн т			0,61 млн т	
25	Иренский марганцеворудный узел потенциальный (0.0.2 Мп/Р <sub>1</sub> )	Марганец	933								18 млн т		17 млн т	0,02 млн т/км <sup>2</sup>
26	Кедровско-Промысловский золоторудный узел (0.0.6 Au/С <sub>3</sub> -О, Р)	Золото	420							15 т	10 т		25 т	0,06 т/км <sup>2</sup>
27	Вятско-Камский ураноносный район (0.1 U/Р <sub>2</sub> )	Уран		-	-	-	-	-	-	-	90 тыс. т	-	90 тыс. т	
28	Черепановский урановорудный узел (0.1.1 U/Р <sub>2</sub> )	Уран	2303	-	-	-	-	-	-	-	7,2 тыс. т	-	7,2 тыс. т	
<b>Уральский россыпной минерогенический пояс</b>														
<b>Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерогеническая зона (13 Au,di/Р<sub>3</sub>-Q)</b>														
29	Яйвинский алмазородно-россыпной район (0.3 di/D <sub>3</sub> -С <sub>1</sub> ,Q)	Алмазы	3675								30,6 млн карат		30,6 млн карат	0,008 млн карат/км <sup>2</sup>
30	Чикманский алмазородно-россыпной узел (0.3.1 di)	Алмазы	1394			0,22 млн карат	0,27 млн карат	0,49 млн карат			25,6 млн карат		26,1 млн карат	0,019 млн карат/км <sup>2</sup>
31	Верхнейвинский алмазородно-россыпной узел потенциальный (0.3.2 di)	Алмазы	547				0,063 млн карат	0,063 млн карат			5 млн карат		5,063 млн карат	0,009 млн карат/км <sup>2</sup>
32	Пашийский (Горнозаводской) алмазородно-россыпной район потенциальный (0.4 di/D <sub>3</sub> -С <sub>1</sub> , N-Q)	Алмазы	3189								10,13 млн карат		10,13 млн карат	
33	Гремячинско-Вижайский алмазородно-россыпной узел потенциальный (0.4.1 di)	Алмазы	1028								1,64 млн карат		1,64 млн карат	

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы Р(D)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		Р <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	Р <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	Р <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
34	Койвинский алмазо-золотороссыпной узел (13.1.1 Au, di)	Золото	1463				0,36 т	0,36 т	1,18 т	2,07 т	1,83 т		5,44 т	0,004 т/км <sup>2</sup>
35	Ашкинский алмазо-золотороссыпной узел (13.1.2 Au, di)	Алмазы	786					0,04 млн карат			0,43 млн карат		0,47 млн карат	
		Золото						0,28 т				0,28 т		
36	Усьвинский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный (13.1.3 Au, di)	Алмазы	437								0,364 млн карат			
37	Нижнесеребрянский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный (13.1.4 Au, di)	Алмазы	533								0,444 млн карат			
<b>Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минералогическая зона (14 Au, Pt/P<sub>3</sub>-Q)</b>														
38	Сосьвинско-Вагранский платино-золотоносный рудно-россыпной узел (14.1.1 Au, Pt)	Золото	1052							0,7 т			0,7 т	
39	Кытлымский платинороссыпной узел (14.0.1 Pt)	Золото	553						1 т		1 т		1 т	
		Платина						0,05 т		0,05 т		0,05 т		
40	Краснотуринский золотороссыпной узел (14.0.2 Au)	Золото	367			0,4 т		0,4 т		1,2 т			1,6 т	0,004 т/км <sup>2</sup>
41	Большеясыминский золото-платинороссыпной узел (14.0.3 Pt, Au)	Золото	1304						0,4 т				0,4 т	
		Платина			0,24 т		0,24 т	0,65 т		0,5 т		1,39 т	0,001 т/км <sup>2</sup>	
42	Исовский платинороссыпной узел (14.0.4 Pt)	Платина	832						1,14 т		2,1 т		3,24 т	0,004 т/км <sup>2</sup>

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь, S, км <sup>2</sup>	Запасы категорий (А, В и С)				Σ А+В+С	Прогнозные ресурсы P(D)			Минералогический потенциал	Сумма запасов и ресурсов	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)
				А	В	С <sub>1</sub>	С <sub>2</sub>		P <sub>1</sub> (D <sub>1</sub> )	P <sub>2</sub> (D <sub>2</sub> )	P <sub>3</sub> (D <sub>3</sub> )			
43	Кварцегогорский золотороссыпной узел (14.0.5 Au)	Золото	632		1,27 т	0,04 т	1,31 т	0,32 т	0,4 т			2,03 т	0,003 т/км <sup>2</sup>	
44	Лайско-Баранчинский платино-золотороссыпной узел потенциальный (14.0.6 Au,Pt)	Золото	540		0,93 т		0,93 т	0,22 т	0,42 т			1,67 т	0,003 т/км <sup>2</sup>	
		Платина			1,17 т		1,17 т	0,68 т	0,39 т			2,24 т	0,004 т/км <sup>2</sup>	
45	Невьянский золотороссыпной узел (14.0.7 Au)	Золото	110					1,3 т				1,3 т		
46	Шишимский золотороссыпной узел (14.0.8 Au)	Золото	408					3,2 т				3,2 т		
		МПГ						0,262 т				0,262 т		



Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы на листе Госгеолкарты-1000/3 (лист О-40)

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
<b>Средне-Предуральская железо-меднорудная соленосная минерагеническая зона 2 sy,hl,Cu,Fe/P</b>									
1	Верхнекамский соленосный бассейн 2.1 crl, sy, hl(Pt, Pd)/P <sub>1</sub>	3354	Палладий золото платина	Гидротермально-осадочный		P <sub>3</sub> P <sub>3</sub> P <sub>3</sub>	699 т 176 т 90 т		[153, 154]
<b>Кваркуиско-Каменогорская золото-хромит-железорудная минерагеническая зона 5 Fe,Cr,Au/RF<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>,P</b>									
2	Ашкинский платино-золоторудный узел 5.0.2 Au,Pt/RF <sub>3</sub>	303	Золото	Гидротермальный		P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	18 т 15 т	Поисковые работы I очереди	[50]
			Палладий	Гидротермально-осадочный		P <sub>3</sub>	20 т		
<b>Уфалейская графитоносная кварцево-титаново-железорудная минерагеническая зона (9 Fe,Ti,q(gp)/PR<sub>1</sub>-P<sub>2</sub>, MZ)</b>									
3	Хомутовско-Каменная полиметаллически-ниобиево-иттриеворудная зона потенциальная 9.0.1 Y,Nb,Zn/RF <sub>2</sub> , C <sub>1-2</sub> , MZ	778	TR			P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	78 тыс. т 5,8 тыс. т	Поисково-оценочные работы	[310]
			Иттрий			P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	39 тыс. т 2,9 тыс. т		
			Цирконий			P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	219,6 тыс. т 50,4 тыс. т		
<b>Вне минерагенических зон</b>									
4	Иренский марганцеворудный узел потенциальный (0.0.2 Mn/P <sub>1</sub> )	933	Марганец	Осадочный		P <sub>3</sub>	18 млн т	Поисковые работы II очереди	Авторские данные

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
5	Усольский алмазородно-россыпной узел потенциальный (0.0.4 di/D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> , P <sub>3</sub> -Q)		Алмазы	Магматический		P <sub>3</sub>	16,23 млн карат	Поисковые работы I очереди	[39]
6	Мысовско-Шушпанский алмазородно-россыпной узел потенциальный (0.0.5 di/D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> , P <sub>3</sub> -Q)		Алмазы	Магматический		P <sub>3</sub>	15,89 млн карат	Поисковые работы I очереди	[39]
7	Кедровско-Промысловский золоторудный узел (0.0.6 Au/C <sub>3</sub> -O, P)	420	Золото			P <sub>3</sub>	25 т		[44, 316]
<b>Уральский россыпной минерагенический пояс</b>									
8	<b>Яйвинский алмазородно-россыпной район (0.3 di/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, Q)</b>	3675	Алмазы	Магматический, осадочно-механический		P <sub>3</sub>	30,6 млн карат		[316, авторские данные]
9	Чикманский алмазородно-россыпной узел 0.3.1 di	1394	Алмазы	Магматический, осадочно-механический		P <sub>3</sub>	25,6 млн карат	Поисковые работы I очереди	[298]
10	Верхнеяйвинский алмазородно-россыпной узел потенциальный 0.3.2 di	547	Алмазы	Магматический, осадочно-механический		P <sub>3</sub>	5 млн карат	Поисковые работы II очереди	[316]
11	<b>Пашийский (Горнозаводской) алмазородно-россыпной район потенциальный (0.4 di/D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>, N-Q)</b>	3189	Алмазы	Магматический, осадочно-механический		P <sub>3</sub>	10,13 млн карат	»	[316]
12	Гремячинско-Вижайский алмазородно-россыпной узел потенциальный (0.4.1 di)	1028	Алмазы	Магматический, осадочно-		P <sub>3</sub>	1,64 млн карат	»	[39, 40]

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
				механический					
13	Усьвинский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный (13.1.3 Au,di)	437	Алмазы	Осадочно-механический		P <sub>3</sub>	0,364		[40]
14	Нижне-Серебрянский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный (13.4.4 Au,di)	533	Алмазы	Осадочно-механический		P <sub>3</sub>	0,444		[49]
15	Сосьвинско-Вагранский платино-золотоносный рудно-россыпной узел (14.1.1 Au,Pt)	1052	Золото	Гидротермальный		P <sub>3</sub>	0,7		[37]
16	Лайско-Баранчинский платино-золотороссыпной узел потенциальный (14.0.6 Au,Pt)	540	Золото  Платина	Гидротермально-осадочный		P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>  P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	0,22 т 0,42 т  0,68 т 0,39 т	Поисковые работы II очереди	[44]

**Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления комплекта Гостгеолкарты  
объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы**

№ п/п	Индекс и наименование объекта	Вид минерального сырья	Единица измерения ресурсов	Оценка прогнозных ресурсов			Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендации по дальнейшим работам
				Категория	На начало работ	По результатам работ		
1	0.0.2 Ирэнский марганцеворудный узел потенциальный	Mn (руда)	млн т	P <sub>3</sub>	–	18	+18	Поисковые работы II очереди
2	2.1 Верхнекамский соленосный бассейн	Au (кор.) Pt (кор.) Pd (кор.)	т	P <sub>3</sub> P <sub>3</sub> P <sub>3</sub>	– – –	176 90 699	+176 +90 +699	Ревизионно-опробовательские и оценочные работы I очереди
3	0.3 Яйвинский алмазородно-россыпной район	di (кор.) di (росс.)	млн карат млн карат	P <sub>3</sub> P <sub>3</sub>	1,3 –	27,9 2,75	+26,6 +2,75	Поисковые работы I очереди Оценочные работы II очереди
4	18.1 Нижнесергинский нефтегазоносный район потенциальный	Нефть, газ	млн т н. э.	D <sub>2</sub> +D <sub>3</sub>	–	363,2	+363,2	Поисковые работы I очереди

Оценка геологических ресурсов углеводородного сырья (категории D<sub>2</sub>+D<sub>3</sub>) территории листа О-40 (по состоянию на 1.01.2012 г.)

Элементы районирования	Площадь, км <sup>2</sup>	Нефтегазоносные комплексы	Начальные суммарные ресурсы (млн т н. э.)	Плотность геологических ресурсов (тыс. т н. э./км <sup>2</sup> )	Суммарные геологические ресурсы (млн т н. э.)
<b>Волго-Уральская нефтегазоносная провинция</b>					
<i>Верхнекамская НГО (15 Н,Г<sub>3</sub> D<sub>2</sub>-C<sub>2</sub>)</i>					
Ножовский НГР	12 540	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>1v3</sub> -C <sub>2</sub> , C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	351,1	11,6	145,5
Арланский НГР	2508	D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>2</sub>	166,5	21,8	54,7
<b>Итого по Верхнекамской НГО</b>			<b>517,6</b>		<b>200,2</b>
<i>Пермско-Башкирская НГО (16 Н,Г<sub>3</sub>/D<sub>2</sub>-C)</i>					
Камский НГР	12 320	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub>	29,6	2,1	25,9
Ракшинский НГР	4980	C <sub>1v3</sub> -C <sub>2</sub>	34,9	6,7	33,4
Чермозский НГР	10 242	D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub>	186,4	11,2	114,7
Пермский НГР	9464	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>1v3</sub> -C <sub>2</sub>	895,3	10,2	96,5
Бабкинский НГР	4382	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>1v1</sub> -C <sub>2</sub>	400,5	10,6	46,4
Бымско-Кунгурский НГР	9674	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>1v3</sub> -C <sub>2</sub>	588,2	29,4	284,4
Башкирский НГР	12 551	D <sub>2</sub> -D <sub>3</sub> , D <sub>3</sub> -C <sub>1t</sub> , C <sub>1v1-2</sub> , C <sub>1v3</sub> -C <sub>2</sub>	3624,9	37,6	471,9
<b>Итого по Пермско-Башкирской НГО</b>			<b>5759,8</b>		<b>1073,2</b>

Элементы районирования	Площадь, км <sup>2</sup>	Нефтегазоносные комплексы	Начальные суммарные ресурсы (млн т н. э.)	Плотность геологических ресурсов (тыс. т н. э./км <sup>2</sup> )	Суммарные геологические ресурсы (млн т н. э.)
<b><i>Средне-Предуральская НГО (17 Н,Г<sub>3</sub>/С-Р<sub>1</sub>)</i></b>					
Соликамский НГР	5824	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t, C <sub>1</sub> v <sub>1-2</sub> , C <sub>1</sub> v <sub>3</sub> -C <sub>2</sub> , C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	440,9	35,8	208,5
Косьвинско-Чусовской НГР	1834	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t, C <sub>1</sub> v <sub>1-2</sub> , C <sub>1</sub> v <sub>3</sub> -C <sub>2</sub> , C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	76,3	11,5	21,1
Юрюзано-Сылвенский НГР	20 810	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t, C <sub>1</sub> v <sub>1-2</sub> , C <sub>1</sub> v <sub>3</sub> -C <sub>2</sub> , C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	1050,9	28,8	499,4
<b><i>Итого по Средне-Предуральской НГО</i></b>			<b><i>1568,1</i></b>		<b><i>729,0</i></b>
<b><i>Западно-Уральская НГО потенциальная (18 Н,Г<sub>3</sub>/С<sub>2</sub>-Р<sub>1</sub>)</i></b>					
Нижнесергинский НГР потенциальный	9080	D <sub>3</sub> -C <sub>1</sub> t, C <sub>1-2</sub> , C <sub>3</sub> -P <sub>1</sub>	<b><i>363,2</i></b>	40,0	<b><i>363,2</i></b>
<b>Всего в границах листа О-40</b>			<b><i>8208,7</i></b>		<b><i>2365,6</i></b>

**Сводная таблица  
прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу О-40 – Пермь Госгеолкарты-1000/3**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество и ранг прогнозируемых объектов*	Категория прогнозных ресурсов	Единица измерения	Прогнозные ресурсы
<b>Горючие</b> Углеводородное сырье	Нефть и газ	НГР – 13	D <sub>2</sub> +D <sub>3</sub>	млн т. н. э.	2365,6
Твердые горючие ископаемые	Уголь каменный	КР – 1	P <sub>1</sub> P <sub>3</sub>	млн т »	19 35
<b>Металлические</b> Чёрные металлы	Железо (руда)	РУ – 2	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	» »	3022,3 130
	Хром (руда)	РУ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>3</sub>	» »	2,684 12
	Марганец (руда)	РУ – 3	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» »	0,61 32
Цветные металлы	Медь	РУ – 1, РЗ – 2	P <sub>1</sub> P <sub>3</sub>	тыс. т »	6,7 3220
	Свинец	РЗ – 1 РУ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	» »	5,2 65
	Цинк	РУ – 3	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» » »	131,4 225 585
Благородные металлы	Золото (кор.)	РЗ – 1 РУ – 4	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	т » »	9,45 33 233
	Золото (росс.)	РсУ – 10	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» » »	7,9 4,79 2,83
	Палладий (кор.)	РУ – 2	P <sub>3</sub>	»	719
	Платина (кор.)	РУ – 1	P <sub>3</sub>	»	90
	Платина (росс.)	РсУ – 4	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» » »	2,52 0,39 2,65
	МПГ (кор.)	РУ – 1	P <sub>3</sub>	»	6
	МПГ (росс.)	РсУ – 1	P <sub>1</sub>	»	0,26
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы	Редкие земли (сумма)	РУ – 1	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	тыс. т »	78,0 5,8
	Иттрий	РУ – 1	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» »	39 2,9
	Цирконий	РУ – 1	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	» »	219,6 50,4
Радиоактивные элементы	Уран	РУ – 1	P <sub>3</sub>	»	7,2
<b>Неметаллические</b> Драгоценные и поделочные камни	Алмазы	РРсР – 2 РРсУ – 5	P <sub>3</sub> P <sub>3</sub>	млн карат »	40,73 33,35

\*РУ – рудный узел; РЗ – рудная зона; РсУ – россыпной узел; НГР – нефтегазоносный район; КР – каменноугольный район; РРсУ – руднороссыпной узел; РРсР – руднороссыпной район.

**Особо охраняемые природные территории (ООПТ) листа О-40**

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
<b>Пермский Край</b>				
1	Ангидрит	Геологический памятник природы	Лысьвенский	27,5
2	Андреановский	Ботанический природный резерват	Очерский	128
3	Анюша	Ландшафтный памятник природы	Александровский	90
4	Байдарашки	Геологический природный резерват	Кунгурский	125
5	Белая Гора	Охраняемый ландшафт	Лысьвенский	1330
6	Белая Скала	Геологический памятник природы	Губахинский	10
7	Белое Болото	Ландшафтный природный резерват	Уинский	190
8	Большая Мечкинская Пещера	Геологический памятник природы	Кунгурский	6
9	Большеситовское болото	Охраняемый ландшафт	Усольский	490
10	Большое Бревно	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	45
11	Большое Вильвенское (Перезистенское) болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	868
12	Большое Косинское болото	Охраняемый ландшафт	Юрлинский	2539
13	Боронятский Бор	Ботанический природный резерват	Карагайский	124
14	Ботанический сад ПГУ	Ботанический природный резерват	Пермь	3,8
15	Буждомский ельник	Охраняемый ландшафт	Кудымкарский	932
16	Валуевское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	683
17	Варыш	Ландшафтный памятник природы	Чердынский	30
18	Вашкур	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	41
19	Векошинка	Охраняемый ландшафт	Чайковский	1094
20	Верхнейвинский	Охраняемый ландшафт	Александровский	35 100
21	Верхняя Кважва	Охраняемый ландшафт	Добрянский	1649
22	Вильвенское (Поломское) болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	869
23	Второй Кондас	Охраняемый ландшафт	Усольский	2631
24	Вумский липняк (Якунино)	Ботанический памятник природы	Косинский	46



№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
25	Вурламский боярышник	Ботанический природный резерват	Кочевский	46
26	Вынырок	Ландшафтный памятник природы	Лысьвенский	3,1
27	Глухая Вильва (болото)	Охраняемый ландшафт	Соликамский	602
28	Глухие Камни	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	31
29	Гнилухинские липняки	Ботанический природный резерват	Косинский	141,3
30	Головнихинский ельник	Ботанический природный резерват	Частинский	248
31	Голубиное болото	Ландшафтный природный резерват	Соликамский	269
32	Графский Бор	Историко-природный комплекс	Карагайский	39
33	Гребешок	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	101
34	Губахинская (Мариинская) пещера	Геологический памятник природы	Губахинский	1
35	Губахинское обнажение	Геологический памятник природы	Губахинский	5
36	Гусельниковский	Зоологический природный резерват	Кишертский	14
37	Гусельный Камень	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	8
38	Дальние Мысы	Ботанический природный резерват	Частинский	354
39	Дикий-Ты	Ландшафтный природный резерват	Юсьвинский	138
40	Дубовая гора	Ботанический памятник природы	Куединский	11,8
41	Дуброво	Охраняемый ландшафт	Еловский	689
42	Дурнятская Котловина	Ландшафтный памятник природы	Добрянский	335,7
43	Дыроватые Ребра	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	6
44	Евсинское болото	Охраняемый ландшафт	Юсьвинский	1046
45	Ежово	Геологический памятник природы	Очерский	42
46	Жуклинское болото	Охраняемый ландшафт	Александровский	740
47	За Гранью (Кедровое) болото	Ландшафтный природный резерват	Краснокамский	458
48	Закурьюнская пещера	Геологический памятник природы	Кунгурский	3
49	Зимовское урочище	Ботанический природный резерват	Очерский	5,9
50	Зотинское II болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	1571,2

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
51	Зуютская пещера	Геологический памятник природы	Кунгурский	10
52	Зюкайский обрыв	Ботанический памятник природы	Карагайский	10
53	Итковское болото	Охраняемый ландшафт	Александровский	1075,8
54	Каменный Город	Ландшафтный памятник природы	Гремячинский	30
55	Капкан гора	Охраняемый ландшафт	Чернушинский	641
56	Карагайский лес	Ботанический природный резерват	Карагайский	114,1
57	Карасье озеро	Геологический памятник природы	Кишертский	22
58	Кашкинская дубрава	Ботанический памятник природы	Октябрьский	11,2
59	Кедровое болото	Ботанический природный резерват	Соликамский	78,2
60	Кладовый камень	Геологический памятник природы	Чусовской	12,6
61	Кленовая гора	Ландшафтный природный резерват	Кишертский	170
62	Колпаки	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	180
63	Конная Грива	Ландшафтный памятник природы	Суксунский	40
64	Косинское болото	Охраняемый ландшафт	Кочевский	360
65	Косинское I болото	Охраняемый ландшафт	Юрлинский	2578
66	Косое болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	1217
67	Косьвинская карстовая арка	Геологический памятник природы	Губахинский	1
68	Кременное обнажение	Геологический памятник природы	Губахинский	3
69	Круглое болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	416
70	Крутое болото	Охраняемый ландшафт	Добрянский	3477,7
71	Кувинский бор	Историко-природный комплекс	Кудымкарский	3,9
72	Куземьяровский орешник	Ботанический памятник природы	Бардымский	72
73	Кузьминка	Историко-природный комплекс	Ильинский	6,4
74	Куединский	Охраняемый ландшафт	Куединский	25 000
75	Кунья	Ботанический памятник природы	Добрянский	88,8
76	Купрос-Волокский кедровник	Ботанический памятник природы	Юсьвинский	2,5
77	Кыдзинское болото	Охраняемый ландшафт	Кочевский	445
78	Ладейный Лог	Охраняемый ландшафт	Губахинский	1548

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
79	Лебединое болото	Ботанический памятник природы	Добрянский	60
80	Леваты-Нечаты	Охраняемый ландшафт	Гайнский	4618
81	Лево-Челвинское болото	Ботанический памятник природы	Добрянский	71
82	Ледяная гора и Кунгурская ледяная пещера	Историко-природный комплекс	Кунгурский	106
83	Лельский бор	Ландшафтный памятник природы	Косинский	114,2
84	Липогорский	Ботанический памятник природы	Пермь	41
85	Лиственничная роща	Ботанический памятник природы	Суксунский	1,3
86	Лобач	Ландшафтный памятник природы	Кишертский	7,5
87	Лужковский	Ботанический природный резерват	Очерский	19,5
88	Лунежские горы	Ландшафтный природный резерват	Добрянский	648
89	Лысая гора	Ландшафтный памятник природы	Ординский	120
90	Лягаевское болото	Охраняемый ландшафт	Кочевский	828
91	Лямкинский бор	Ботанический природный резерват	Карагайский	45,4
92	Малиновый Хутор	Охраняемый ландшафт	Уинский	5242
93	Малополомкский кедровник	Ботанический памятник природы	Юсьвинский	7
94	Маратовский кедровник	Охраняемый ландшафт	Косинский, Кочевский	4102
95	Маргинское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	738,5
96	Марчуговское и Нытвенское болото	Охраняемый ландшафт	Нытвенский	400
97	Махневские пещеры	Ландшафтный памятник природы	Александровский	55
98	Медведкинский	Ботанический природный резерват	Частинский	440
99	Монастырский бор	Ботанический природный резерват	Осинский	184
100	Морозовский	Ботанический природный резерват	Очерский	163
101	Морошковое болото	Ботанический природный резерват	Усольский	265
102	Мошевское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	613
103	Неньский липовый лес	Ботанический памятник природы	Юсьвинский	70
104	Нердвинский бор	Ботанический памятник природы	Карагайский	49

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
105	Ножовский бор	Охраняемый ландшафт	Частинский	1234
106	Огурдинский бор	Охраняемый ландшафт	Усольский	835
107	Ольховское болото	Охраняемый ландшафт	Юрлинский	8083
108	Омутной камень	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	49
109	Онолвинский кедровник	Ботанический природный резерват	Кочевский	396
110	Опока	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	17
111	Ординская пещера	Геологический памятник природы	Ординский	36,6
112	Ореховая гора	Ботанический памятник природы	Осинский	57
113	Ореховский лес	Ландшафтный природный резерват	Большесосновский	190
114	Осинская лесная дача	Охраняемый ландшафт	Осинский	12 168
115	Ослянский	Охраняемый ландшафт	Кизеловский	35 078,3
116	Отметыш (Отмятыш)	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	6
117	Оханский (Кунчурихинский) бор	Охраняемый ландшафт	Оханский	9972
118	Очел-Яг	Охраняемый ландшафт	Косинский	2682
119	Павловский	Ботанический природный резерват	Очерский	356,4
120	Паклинский	Ботанический природный резерват	Частинский	459
121	Панорамная скала (Поворотный Лог)	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	25
122	Парковый	Ботанический природный резерват	Очерский	9,2
123	Парменское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	506
124	Пермско-Сергинская карстовая каменистая степь	Ландшафтный памятник природы	Кунгурский	2,7
125	Петропавловский родник	Ландшафтный памятник природы	Октябрьский	3,1
126	Петропавловский сосняк	Ландшафтный природный резерват	Большесосновский	77
127	Плакун	Ландшафтный памятник природы	Суксунский	0,8
128	Плакун (Боюн) Камень	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	33
129	Плотбище	Охраняемый ландшафт	Чайковский	771
130	Полазненский бор	Охраняемый ландшафт	Добрянский	3025,1
131	Половинкинский карстовый мост	Геологический памятник природы	Чусовской	25

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
132	Полымское и Селенское болота	Охраняемый ландшафт	Соликамский	5800
133	Пономаревский лес	Ботанический природный резерват	Горнозаводский	19
134	Поныш	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	21
135	Право-Челвинское болото	Ботанический памятник природы	Добрянский	6,9
136	Предуралье	Ландшафтный заказник	Кишертский, Кунгурский	2290
137	Разбойник	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	2,2
138	Редикорское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	15 878
139	Рождественский бор	Ботанический природный резерват	Карагайский	183
140	Романовское I болото	Охраняемый ландшафт	Усольский	10 285
141	Романовское II болото	Охраняемый ландшафт	Усольский	4721
142	Самородновское болото	Охраняемый ландшафт	Юрлинский	1642
143	Сарашевские дубравы	Охраняемый ландшафт	Бардымский	2146
144	Сафоновское болото	Охраняемый ландшафт	Александровский	370
145	Селищенское болото	Охраняемый ландшафт	Косинский	26 430
146	Семеновский	Биологический памятник природы	Чусовской	4
147	Сивинский ельник	Ботанический природный резерват	Частинский	229
148	Сивинский обрыв	Ландшафтный памятник природы	Сивинский	8
149	Сиролова гора	Ландшафтный природный резерват	Чусовской	120
150	Соболевское болото	Охраняемый ландшафт	Юсьвинский	356
151	Согра	Ботанический природный резерват	Усольский	89
152	Соколя гора	Геологический памятник природы	Горнозаводский	4
153	Соломатка	Ботанический природный резерват	Очерский	21,1
154	Солымский липняк	Ботанический памятник природы	Косинский	8
155	Сом-Нюр	Охраняемый ландшафт	Косинский	677
156	Сотник	Ландшафтный памятник природы	Чердынский	154,5
157	Спасская и подкаменная горы	Охраняемый ландшафт	Кунгурский	1740
158	Спешковский	Ботанический природный резерват	Очерский	12,7
159	Стариковское болото	Охраняемый ландшафт	Юсьвинский	1760

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
160	Столбы	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	59
161	Суксунский Бор	Историко-природный комплекс	Суксунский	215
162	Сурмогское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	608,5
163	Сухой Лог	Ландшафтный памятник природы	Гремячинский, Кизеловский	86
164	Сырник (Васьк-Иваново) озеро	Геологический памятник природы	Чусовской	0,9
165	Тайн пещера	Ландшафтный памятник природы	Александровский	27
166	Татарская гора	Ботанический памятник природы	Березовский	59
167	Татарская Грива	Ботанический памятник природы	Куединский	16,4
168	Теплогорский сосняк	Ботанический природный резерват	Горнозаводский	13,5
169	Тискосский ельник	Ботанический природный резерват	Горнозаводский	200,5
170	Тискосский сосняк	Ботанический природный резерват	Горнозаводский	202,5
171	Тихий Камень	Ландшафтный памятник природы	Александровский	449
172	Тихое (Тихоновское) болото	Охраняемый ландшафт	Добрянский	3071
173	Токово болото	Охраняемый ландшафт	Усольский	543
174	Торсуновское озеро	Ландшафтный памятник природы	Очерский	68,7
175	Травянистое болото	Охраняемый ландшафт	Ильинский	1728
176	Тумское болото	Охраняемый ландшафт	Чердынский	2126
177	Тунеговское болото	Охраняемый ландшафт	Александровский	547
178	Уинское болото	Охраняемый ландшафт	Уинский	681
179	Урольское болото	Охраняемый ландшафт	Соликамский	2148
180	Усановский	Биологический памятник природы	Уинский	14
181	Усть-Качкинский	Охраняемый ландшафт	Пермский	2039
182	Усть-Пожвинский лес	Ландшафтный памятник природы	Юсьвинский	29
183	Филин (Филиновый) камень	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	1,5
184	Филинское болото	Охраняемый ландшафт	Юрлинский	1444
185	Холодный Лог	Геологический памятник природы	Губахинский	82
186	Чаечное озеро	Ландшафтный памятник природы	Уинский	14
187	Чаньвинские пещеры	Ландшафтный памятник природы	Александровский	60

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
188	Чекарда	Геологический памятник природы	Суксунский	6,7
189	Челвинское болото	Ботанический памятник природы	Добрянский	20
190	Черниковский бор	Ботанический природный резерват	Кунгурский	252
191	Черновской лес	Ландшафтный природный резерват	Большесосновский	180
192	Чермодинская вишневая лесостепь	Ботанический памятник природы	Осинский	84,7
193	Чермозское болото	Охраняемый ландшафт	Ильинский	4092
194	Четыре Брата	Ландшафтный памятник природы	Горнозаводский	5,3
195	Чусовской	Охраняемый ландшафт	Лысьвенский	16 279
196	Шайтан	Ландшафтный памятник природы	Чусовской	43
197	Шалашнинское озеро	Геологический памятник природы	Чусовской	0,7
198	Шипицинское болото	Охраняемый ландшафт	Кочевский	870,5
199	Шлюпинский камень	Ботанический памятник природы	Березовский	58,5
200	Шоршинское болото	Охраняемый ландшафт	Кочевский	780
201	Ыджик-Нюр	Ботанический природный резерват	Гайнский	582
202	Южно-Романовское болото	Охраняемый ландшафт	Добрянский	7693
203	Темная пещера	Геологический памятник природы	Губахинский	1
<b>Свердловская область</b>				
204	Каменный Ложок	Геоморфологический памятник природы	Артинский район	2
205	Березовская дубрава	Ботанический памятник природы	Артинский район	132,4
206	Поташкинская дубрава	Ботанический памятник природы	Артинский район	1,4
207	Горные ковыльные степи	Ботанический памятник природы	Артинский район	37
208	Гора Кашкабаш (Романов увал)	Геологический памятник природы	Артинский район	630
209	Пещера Дружба (Федотова пещера) с окружающими лесами	Геоморфологический, ботанический, зоологический памятник природы	Нижнесергинский район	79
210	Пещера Катникова (Катниковская сталактитовая пещера)	Геоморфологический памятник	Нижнесергинский район	80
211	Пещера Ледник (Орлов провал) с окружающими лесами	Геоморфологический памятник	Нижнесергинский район	79

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
212	Пещера Аракаевская с окружающими лесами	Геоморфологический, ботанический, зоологический памятник природы	Нижнесергинский район	50
213	Большой карстовый провал (Федотов)	Геоморфологический памятник природы	Нижнесергинский район	1
214	Скала Писаница	Геоморфологический, ботанический, археологический памятник природы	Нижнесергинский район	5
215	Скала Лягушка	Геоморфологический, ботанический памятник природы. Известковая скала	Нижнесергинский район	1
216	Камень Филаретов	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	3
217	Камень Дыроватый	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	2
218	Скалы Дикий Запад	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	10
219	Скалы на берегу Михайловского пруда	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	352
220	Озеро Черное	Гидрологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	0,5
221	Митькины озера	Гидрологический, исторический памятник природы	Нижнесергинский район	10
222	Устье реки Демид	Гидрологический, ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	45
223	Щипанов ключ с охранной зоной	Гидрологический памятник природы	Нижнесергинский район	79
224	Майдалинский ключ с охранной зоной	Гидрологический памятник природы	Нижнесергинский район	79
225	Бакаев ключ	Гидрологический памятник природы	Нижнесергинский район	1
226	Комаровский сероводородный источник	Гидрологический памятник природы	Нижнесергинский район	0,01
227	Атигский бор	Ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	253
228	Участки вековых лиственниц	Ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	130
229	Старые Осокори	Ботанический памятник природы	Нижнесергинский район	0,01
230	Болото Шокуровское	Ландшафтный памятник природы	Нижнесергинский район	42
231	Болото Рям	Ландшафтный памятник природы	Нижнесергинский район	17



№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
232	Гора Медведь-камень (Ермаково городище) с окружающими лесами	Ландшафтный и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	189
233	Гора Крутопавловская	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	6
234	Гора Синяя	Ландшафтный памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	468
235	Гора Васькина	Геоморфологический, ботанический и геологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	1
236	Гора Дыроватик	Геоморфологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	100
237	Камень Тюрик	Геоморфологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	8
238	Камень Омутной	Геоморфологический, ботанический, историко-литературный памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
239	Камень Дыроватый с пещерами Туристов и Скалолазов	Геоморфологический, ботанический и археологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
240	Камень Олений	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	32
241	Камень Столбы	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
242	Камень Синий	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	30
243	Камень Конек	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	3,4
244	Камень Пленичный	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
245	Камень Писанный	Геоморфологический, ботанический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	20
246	Камень Толстик	Геоморфологический, ботанический и геологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
247	Камень Красный	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
248	Камень Дождевой	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	16
249	Камень Собачий	Геоморфологический и ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	20
250	Скала Собачьи Камни	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	25
251	Скалы Афонины Брови	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	15
252	Скала Красный Камень	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	10
253	Копи № 53–64 (Ферсмановские)	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	120
254	Копи Стаканница и Сарфанница	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	15
255	Копи Мягкая, Большая Гануха, Холчиха	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	25
256	Тальяновские копи	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	50
257	Копи Мыльница и Двухсотенная	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	30
258	Группа копей Копь, Чернуха и др.	Геологический и исторический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	30
259	Озеро Бездонное с окружающими лесами	Гидрологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	13
260	Кедровник в истоках р. Нотиха	Ботанический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	14
261	Болото Северка	Ботанический и гидрологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	304
262	Болото Паклинское	Ботанический и гидрологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	347
263	Болото Морошечное	Ботанический и гидрологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	237

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
264	Болото Шайтанское в горном узле Весёлые Горы	Ботанический и гидрологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	1
265	Гнездо Беркута	Зоологический памятник природы	Город Нижний Тагил и пригородный район	600
266	Скала Соколиный Камень с окружающими лесами	Геоморфологический, ботанический и археологический памятник природы	Округ города Первоуральск	100
267	Камень Собачьи Ребра	Геоморфологический памятник природы	Округ города Первоуральск	5
268	Камень Гребешки	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Округ города Первоуральск	50
269	Камень Часовой (Гуляй)	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Округ города Первоуральск	5
270	Камень Шайтан	Геоморфологический, ботанический и исторический памятник природы	Округ города Первоуральск	10
271	Камень Сокол	Геоморфологический памятник природы	Округ города Первоуральск	3
272	Камень Высокий	Геоморфологический памятник природы	Округ города Первоуральск	3
273	Камень Каменский	Геоморфологический, историко-литературный памятник природы	Округ города Первоуральск	5
274	Камень Шишимский	Геоморфологический памятник природы	Округ города Первоуральск	1,3
275	Камень Слободской	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Округ города Первоуральск	5
276	Камень Георгиевский	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Округ города Первоуральск	50
277	Роща Могилица	Ботанический памятник природы	В пос. Билимбай	10
278	Гора Каменная с окружающими лесами	Ландшафтный памятник природы	Ревдинский район	566
279	Гора Воробьиная	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Ревдинский район	235
280	Гора Вязовая	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Ревдинский район	99
281	Гора Дыроватый Камень	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Ревдинский район	230

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
282	Гора Старик-камень	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Ревдинский район	197
283	Гора Дед-камень	Геоморфологический памятник природы	Ревдинский район	145
284	Агаповские боры	Уникальные сосновые боры	Ревдинский район	70
285	Кобалинские родники	Гидрологический памятник природы	Ревдинский район	1
286	Исток реки Малый Ик (Платонида)	Гидрологический памятник природы	Ревдинский район	206
287	Болото Вязовское	Ландшафтный памятник природы	Ревдинский район	730
288	Болото Козье	Ботанический памятник природы	Ревдинский район	30
289	Болото Моховое–Красноярское	Ботанический, гидрологический памятник природы	Ревдинский район	120
290	Гора Сабик с покрывающими ее лесами	Ландшафтный памятник природы	Шалинский район	200
291	Камень Винокуренный	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	100
292	Камень Богатырь	Геоморфологический, ботанический, историко-литературный памятник природы	Шалинский район	25
293	Камень Бражный	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
294	Камень Висячий	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
295	Камень Дыроватый	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	25
296	Камень Сокол	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	10
297	Камень Балабан	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	25
298	Камень Боярин	Геоморфологический памятник природы	Шалинский район	5
299	Камень Шило	Геоморфологический памятник природы	Шалинский район	30
300	Камень Мосин	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	30
301	Камень Гардым	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	5

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
302	Камень Шайтан	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
303	Камень Могильный	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
304	Камень Пещерный	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	10
305	Камень Волегов (Гребни)	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	25
306	Камень Игла	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	5
307	Камень Высокий	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
308	Камень Лебяжий	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
309	Камень Илимский	Геоморфологический, ботанический памятник природы	Шалинский район	20
310	Мартьяновская излучина (Чусовская петля с камнями: Палатка, Глухой, Малый Владычный, Большой Владычный, Баба-Яга, Переволочный)	Ландшафтный, исторический памятник природы	Шалинский район	350
311	Горный массив Серебрянский Крест	Геологический, геоморфологический и ботанический памятник природы	Округ г. Карпинск	600
312	Перевал Дидковского	Геологический, ботанический, историко-революционный памятник природы	Округ г. Карпинск	100
313	Истоки реки Северный Катыш	Гидрологический и геоморфологический памятник природы	Округ г. Карпинск	25
314	Кытлымский естественный кедровник	Ботанический памятник природы	Округ г. Карпинск	29
315	Казанский кедровник	Ботанический памятник природы	Округ г. Карпинск	736
316	Первый Серебрянский кедровник	Ботанический памятник природы	Округ г. Карпинск	377
317	Второй Серебрянский кедровник	Ботанический памятник природы	Округ г. Карпинск	209

№ п/п	Наименование ООПТ	Категория ООПТ	Муниципальный район (городской округ)	Площадь ООПТ, км <sup>2</sup>
<b>Челябинская область</b>				
318	Аршинский заказник	Геологический и ботанический памятник природы. Заказник	Нязепетровский район	273
319	Дубовая роща	Ботанический памятник природы	Нязепетровский район	18
320	Лиственничная роща	Ботанический памятник природы	Нязепетровский район	25
321	Нязепетровский заказник	Заказник	Нязепетровский район	23 000
322	Реликтовый ельник	Ботанический памятник природы	Нязепетровский район	100
323	Уфимский целебный источник	Гидрологический памятник природы	Нязепетровский район	0,001
324	Участок реки Уфа между Тимофеевым и Зайкиным Камнями	Гидрологический памятник природы	Нязепетровский район	0,65
325	Шемахинское карстовое поле	Геолого-геоморфологический памятник природы	Нязепетровский район	850
<b>Удмуртия</b>				
326	Нечкинский национальный парк	Ландшафтный и ботанический памятник природы	Воткинский район	20

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ .....	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>И. П. Тетерин, В. В. Стефановский, А. В. Жданов</i> .....	9
Верхнеархейская эонотема .....	9
Нижнепротерозойская эонотема .....	9
Верхнепротерозойская эонотема .....	10
Нижнерифейская эратема .....	10
Среднерифейская эратема .....	11
Верхнерифейская эратема .....	13
Вендская система .....	19
Палеозойская эратема .....	31
Кембрийская–ордовикская системы .....	31
Ордовикская система .....	34
Ордовикская–силурийская системы .....	42
Силурийская система .....	46
Силурийская–девонская системы .....	57
Девонская система .....	60
Девонская–каменноугольная системы .....	81
Каменноугольная система .....	83
Каменноугольная–пермская системы .....	95
Пермская система .....	96
Мезозойская эратема .....	121
Триасовая система .....	121
Триасовая–юрская системы.....	121
Юрская система .....	122
Меловая система .....	123
Кайнозойская эратема .....	125
Палеогеновая–неогеновая системы .....	125
Неогеновая система .....	126
Четвертичная система .....	129
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ФЛЮИДНО-ЭКСПЛЮЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>Л. И. Лукьянова, И. П. Тетерин</i> .....	146
Позднерифейско-вендские интрузии .....	146

Позднеордовикско-раннесилурийские интрузии .....	177
Позднедевонско-среднекаменноугольные интрузии .....	191
Метаморфизм .....	206
Флюидно-эксплозивные образования .....	207
ТЕКТОНИКА И ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ. <i>В. П. Водолазская</i> .....	213
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ <i>В. П. Водолазская, В. В. Стефановский</i> .....	233
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>В. В. Стефановский</i> .....	247
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	257
Горючие ископаемые .....	257
Нефть и газ. <i>В. П. Водолазская</i> .....	257
Твердые горючие ископаемые. <i>В. А. Кириллов</i> .....	269
Металлические ископаемые. <i>В. А. Кириллов, Е. В. Стряпунина</i> .....	273
Неметаллические ископаемые. <i>В. А. Кириллов</i> .....	301
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. <i>А. В. Жданов, В. А. Кириллов, И. П. Тетерин</i> .....	335
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>И. П. Тетерин</i> .....	372
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>И. П. Тетерин</i> .....	384
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>И. П. Тетерин, В. П. Водолазская</i> .....	402
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ .....	405
<i>Приложение 1. Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых ореолов и потоков, литохимических ореолов и радиоактивных аномалий, показанных на листе О-40 – Пермь Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000</i> .....	423
<i>Приложение 2. Список стратотипов, петротипов, опорных разрезов, обнажений, скважин, показанных на геологических картах плиоценовых и плиоцен-четвертичных образований листа О-40</i> .....	459
<i>Приложение 3. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений</i> .....	466
<i>Приложение 4. Прогнозируемые объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы</i> .....	473
<i>Приложение 5. Впервые выявленные или переоцененные в ходе составления комплекта Госгеолкарты объекты полезных ископаемых и их прогнозные ресурсы</i> .....	476
<i>Приложение 6. Оценка геологических ресурсов углеводородного сырья</i> .....	477
<i>Приложение 7. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых по листу О-40 – Пермь Госгеолкарты-1000/3</i> .....	479
<i>Приложение 8. Особо охраняемые природные территории листа О-40</i> .....	480



**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

**Серия Уральская**

**Лист О-40 – Пермь**

**Объяснительная записка**

Редактор *Е. А. Зотова*

Техническое редактирование и верстка *О. Е. Степурко*

---

Подписано в печать 15.11.2015. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.

Печать офсетная. Печ. л. 31,25. Уч.-изд. л. 41.

Тираж 150 экз. Заказ 81114023

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153