

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 200 000

Серия Карельская

Лист Р-36-ХVIII (Толвуя)

**МОСКВА
2022**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
(Минприроды России)

ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
(Роснедра)

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

Акционерное общество «Северо-Западное производственно-геологическое объединение»
(АО «Северо-Западное ПГО»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе

Серия Карельская

Лист Р-36-ХVIII (Толвуя)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Москва
Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ» • 2022

УДК [550.8.528.94](084.3М200)(470.111+571.121)
ББК 26
Г72

Авторы

*А. С. Рудой, И. Б. Колянова, Н. Ф. Силина, Н. В. Иванова, Е. В. Путинцева, А. В. Гусев,
Л. В. Тремба*

Редакторы *И. А. Житникова, Л. Р. Семенова*

Рецензенты

канд. геол.-минерал. наук **О. А. Войнова**
Г. А. Дударева

Г72 **Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-ХVIII (Толвуя). Объяснительная записка [Электронный ресурс] / А. С. Рудой, И. Б. Колянова, Н. Ф. Силина и др.; Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «Северо-Западное ПГО». – Электрон. текстовые дан. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022. – 1 опт. диск (DVD-ROM) (631 Мб). – Систем. требования: Microsoft Windows NT; Microsoft Word от 2003; Adobe Acrobat Reader от 10.0; дисковод DVD-ROM. – Загл. с экрана. – ISBN 978-5-00193-128-7 (объясн. зап.), ISBN 978-5-00193-129-4**

Обобщены материалы по геологическому строению и полезным ископаемым южной части Центрально-Карельской структурно-формационной зоны. Описаны стратифицированные и нестратифицированные подразделения в возрастном диапазоне от архея до голоцена, а также раннепротерозойские интрузии. Приведены данные по метасоматическим изменениям первичных пород раннего протерозоя. Охарактеризованы метаморфизм, тектоника, геоморфология, гидрогеология и эколого-геологическая обстановка района. Приведена прогнозная оценка и даны рекомендации по постановке поисковых работ на локализованной перспективной площади территории на асбест.

Табл. 11, илл. 17, список лит. 120 назв., прил. 12.

УДК [550.8.528.94](084.3М200)(470.111+571.121)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 17 февраля 2017 г.

ISBN 978-5-00193-128-7 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-129-4

© Роснедра, 2022
© АО «Северо-Западное ПГО», 2017
© Коллектив авторов и редакторов, 2017
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	7
СТРАТИГРАФИЯ	12
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЗМ	36
ТЕКТОНИКА	71
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	77
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	86
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	94
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	111
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	118
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	124
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	127
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	129
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	134
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, аэрогамма-спектрометрических аномалий (АА), магнитных (МА) и гравиметрических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	136
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на площади листа Р-36-ХVIII	143
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	145
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Р-36-ХVIII прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	146
<i>Приложение 6.</i> Список скважин и обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа Р-36-ХVIII	147
<i>Приложение 7.</i> Список скважин, показанных на карте полезных ископаемых листа и закономерностей их размещения листа Р-36-ХVIII	152
<i>Приложение 8.</i> Список скважин, показанных на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII	153
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, по которым проведены определения изотопного возраста пород на Заонежской площади, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	154
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, по которым проведены определения изотопного возраста пород на Заонежской площади, показанных на карте четвертичных образований	155
<i>Приложение 11.</i> Каталог памятников природы	156
<i>Приложение 12.</i> Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов	160

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-36-ХVIII располагается в Медвежьегорском и Пудожском районах Республики Карелия. Координаты объекта: 35°00'–36°00' в. д.; 62°00'–62°40' с. ш. Общая площадь – 3 850,7 км².

Территория занимает центральную часть Заонежского полуострова и восточный берег Заонежского залива Онежского озера.

Рельеф площади относится к структурно-денудационному типу и представляет собой, преимущественно, пологоволнистую, реже грядовую и грядово-увалистую равнину. Формы, группы форм и наложенные элементы современного рельефа обусловлены воздействием как эндогенных, так и экзогенных факторов, из которых доминирующими являются процессы ледниковой экзарации и аккумуляции. Особенностью рельефа является вытянутость гряд с северо-запада на юго-восток. На склонах холмов, как правило, развиты осыпи, свалы глыб и валунов, что делает их труднопроходимыми. Преобладающие абсолютные высоты – 80–100 м, максимальная абсолютная высота (202 м) – гора Белая Сельга.

Гидрография района характеризуется густой озерно-речной сетью. Речная сеть территории принадлежит бассейну Онежского озера. Реки немногочисленны, русла их порожистые, наиболее крупными являются Пяльма, Немина, Шалица. Более 30 % территории листа Р-36-ХVIII занимает акватория Заонежского и Повенецкого заливов Онежского озера. Кроме этого, на территории листа насчитывается более трех десятков озер. Наиболее крупные из них – Яндомозеро, Космозеро, Путкозеро, Падмозеро, Тубозеро – имеют площадь до 10 км², глубину – от 3 до 40 м. Озера, расположенные в равнинной части, имеют низкие, часто заболоченные, берега; в области развития холмистого рельефа берега озер высокие, крутые. Воды озер ультрапресные. Общая площадь акватории Онежского озера в пределах территории листа – 1 560 км². Заливы и озера, вкуче с обрамляющими их болотами, определяют равнинный облик территории с отдельными невысокими пологими возвышенностями. Болота занимают значительную площадь и относительно равномерно распределены на описываемой территории. На Заонежском полуострове преобладают болота низинного типа, а на восточном побережье Заонежского залива – болота верхового типа.

Климат района работ значительно мягче, чем климат других районов России, лежащих на той же широте. Это обусловлено близостью Балтийского и Белого морей, а также тем, что район находится на берегу Онежского озера. В целом, климат сочетает черты континентального и морского (умеренно-континентальный). Зима умеренно прохладная, средняя температура января от –6 до –10° С, весна продолжительная. Снежный покров держится 160 дней. Лето умеренно теплое, дождливое, средняя температура июля +17° С.

Территория относится к зоне северной тайги. Практически вся площадь работ залесена, за исключением болотистых участков, где лесной покров существенно разрежен. Леса смешанные с преобладанием лиственных пород (осина, береза) с примесью сосны и ели.

Животный мир отличается своим многообразием. В лесах водятся обычные для Заонежья крупные животные – лось, лиса, заяц, американская норка, бурый медведь, волк. Помимо этого, встречаются канадский бобр, белка-летяга, ондатра, белка обыкновенная, выдра, россомаха, горностай, куница. В озерах встречается около 20 видов рыб. Очень широко представлены насекомые и птицы: на островах Кижского архипелага обнаружено 436 видов насекомых и более 180 видов птиц. Среди представителей флоры множество редких растений и эндемиков.

Геологическое строение большей части территории сложное из-за широкого развития интенсивно дислоцированных докембрийских пород, широко проявленных разрывных нарушений и гидротермально-метасоматических явлений, разновозрастных интрузивных образований.

Обнаженность территории весьма неравномерная. Закрытость ее ледниковыми отложениями надолго задержала открытие здесь месторождений комплексных руд. Кроме того, большая часть рассматриваемой территории покрыта лесом, засоренным буреломом и валежником.

Дешифрируемость аэрофотоснимков (АФС) характеризуется как хорошая и удовлетворительная лишь для центральной части Заонежского полуострова, где обнажаются докембрийские породы. Устойчивые к выветриванию долериты и базальты, как правило, хорошо просматриваются на АФС и позволяют расшифровать структурный план района. На участках широкого развития рыхлых четвертичных отложений коренные породы плохо дешифрируются.

Экономическая освоенность территории достаточно слабая. На восточном побережье Заонежского залива проходит шоссейная дорога, соединяющая города Медвежьегорск и Вытегра. Основное население сосредоточено в центральной и южной части площади, в небольших деревнях и поселках сельского типа: Великая Губа, Толвья, Челмужи, Пяльма, Пудожгорский. Сообщение между населенными пунктами осуществляется по дорогам областного и местного значения. Все населенные пункты электрифицированы и радиофицированы, все деревни обеспечены телефонной связью. Местность вне дорог труднопроходима для всех видов транспорта из-за крутых склонов, каменистых гряд, скоплений валунов, бурелома, озер и болот. На территории имеется слабо развитая сеть лесовозных дорог. Широко развитая по всей территории в 1960–1980 гг. лесозаготовительная промышленность в настоящее время значительно сокращена и практически прекратила свою деятельность. Горнодобывающие работы проводятся на Зажогинском месторождении шунгитов, где ОАО НПК «Карбон-Шунгит» карьерным способом обрабатывает Зажогинский участок и Максовскую залежь.

Источниками питьевого водоснабжения являются, в основном, поверхностные воды.

Эколого-геологическую обстановку на большей части территории листа Р-36-ХVIII, включая прилегающую акваторию Онежского озера, в целом, можно оценить как удовлетворительную.

В основу комплекта Госгеолкарты-200/2 положены результаты геологического доизучения листа Р-36-ХVIII (Заонежская площадь), проведенного по традиционной для этого вида работ методике. Для центральной части территории основой для создания Госгеолкарты-200 второго поколения послужили результаты геологической съемки масштаба 1 : 50 000, выполненных под руководством Б. А. Подкопаева, а также специализированных поисковых работ на профилирующие виды полезных ископаемых. Кроме того, при составлении объяснительной записки использовались материалы тематических исследований по стратиграфии, магматизму, метаморфизму и метасоматозу, а также тектоническому районированию и металлогении.

Все обязательные карты и схемы увязаны по северной границе со смежным листом ГК-200/2 Р-36-ХII [64]; на южной, западной и восточной прилегающих территориях ГДП-200/2 не проводились.

Геологические карты, элементы их зарамочного оформления, а также объяснительная записка выполнены в соответствии с «Методическим руководством по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000» (2015 г.) и другими действующими нормативно-методическими документами. Цифровые модели карт подготовлены в программе ArcGis с учетом «Единых требований к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Версия 1.4» (2015 г.).

Палеопалинологический анализ выполнен собственными силами. Атомно-абсорбционный (определение Au, Pt, Pd), полуколичественный спектральный анализ литохимических проб, силикатный, минералогический и микронзондовый анализы проб, а также изготовление шлифов, аншлифов, препаратов для электронного микроанализа проводились в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург). Определение изотопного возраста пород U-Pb методом, SIMS SHRIMP проводилось в Изотопной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» (г. Санкт-Петербург).

В составлении текста записки и графических приложений принимали участие: А. С. Рудой, И. Б. Колянова, Н. Ф. Силина, Н. В. Иванова, Е. В. Путинцева, А. В. Гусев, Л. В. Тремба и др.

Авторы признательны Л. Р. Семеновой, И. А. Житниковой (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), А. Е. Рыбалко (СПбГУ) за оказание разносторонней (организационной, научно-методической, консультативной) помощи и предоставление материалов. Особая благодарность выражается за систематическую поддержку в ходе исследований коллеге по АО «Северо-Западное ПГО» – М. М. Атаковой (за проведение комплексного дешифрирования МДС), а также доценту кафедры геоморфологии Института наук о Земле СПбГУ, к. г. н. Л. А. Савельевой (за оперативное палеопалинологическое обеспечение работ).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

К настоящему времени по территории листа накоплен достаточно большой объем геолого-геофизических материалов различной масштабности, полученных в результате картографических, съемочных, поисковых, разведочных, тематических и научно-исследовательских работ.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Государственная геологическая карта листа Р-36-ХVIII первого поколения была составлена под руководством В. С. Алексеевой в 1959 г. и содержит геологическую карту поверхности, на которой показаны как дочетвертичные, так и четвертичные образования, а также карту полезных ископаемых.

После издания Госгеолкарты-200 Заонежский полуостров был покрыт геологосъемочными работами масштаба 1 : 50 000 [99], в результате которых был составлен комплект геологических карт, и, кроме того, выявлены и оценены месторождения шунгитов и других полезных ископаемых.

В 1980 г. выходит отчет по теме «Научное обоснование направления геологоразведочных работ в Карело-Кольском регионе на 1981–1985 гг. и на перспективу» [100], в котором подведены итоги работ по прогнозной оценке Карело-Кольского региона на важнейшие виды полезных ископаемых.

В 1993 г. была создана геоморфологическая карта, а в 1994 г. – карта четвертичных отложений масштаба 1 : 500 000 на всю территорию деятельности СЗПГО [76, 77].

В 1988 г. составлена камеральным путем сводная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 Онежской структуры [86].

В 1993 г. во ФБГУ «ВСЕГЕИ» (с использованием материалов ФГУП «Невскгеология») был составлен отчет «Оценка перспектив Онежского рудного района на выявление крупных месторождений комплексных руд...» [104], сопровождавшийся геолого-формационной картой северной части Онежской структуры масштаба 1 : 200 000, включающей площадь листа Р-36-ХVIII. На ней впервые выделены Тамбицкая, Нулицкая, Кузарандовская и Святухинско-Космозерская зоны складчато-разрывных дислокаций, к которым приурочены зоны метасоматической проработки и месторождения уран-благороднометалльно-ванадиевых руд. Также в ФБГУ «ВСЕГЕИ» составлен отчет по оценке перспектив промышленной платиноносности углеродных формаций Прионежского района [105]. В 1999 г. выпущен отчет о результатах работ по составлению опорных стратиграфических разрезов нижнепротерозойских образований в пределах Онежской структуры (листы Р-36-Х, XI, XII, XVI, XVII, XVIII) [72].

В 1997 г. Государственным геологическим предприятием «Севзапгеология» была составлена легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) [66, 67], утвержденная НРС.

По акватории Онежского озера проведены геологические съемки, одна из которых закончилась информационным отчетом по фактически выполненным работам ГСП-200 на акватории Онежского озера по объектам «Онежский» и «Центрально-Онежский» [46]. А в 2002 г. в ФГУП НПП «Полярная ГРЭ» в рамках объекта «Геологическая съемка масштаба 1 : 500 000 дна Онежского озера» была составлена геологическая карта масштаба 1 : 200 000 на южную часть акватории Онежского озера. Для ее северной части (в рамках предлагаемого листа) были проведены работы, собран, но не обработан, полевой материал [83].

В 2002 г. в ГУП РК «Карельская ГЭ» была завершена информационным отчетом работа по подготовке ГДП-200 на центральную часть Онежской структуры [119].

В рамках этой работы был собран огромный фактический материал.

На территории соседнего листа Р-36-ХVII в 2009 г. было завершено бурение Онежской параметрической скважины, достигшей глубины 3 500 м. Она вскрыла наиболее полный разрез

карелид и подстилающие Онежскую структуру гранитоидные образования верхнего архея (лопия). В разрезе раннего протерозоя впервые в мире выявлена мощная (194 м) толща галитовых солей, залегающая с резким несогласием на гранитоидах кристаллического фундамента [23]. По разрезу скважины получены новые детальныe геохимические и изотопно-геохронологические данные, позволяющие существенно уточнить корреляцию разрезов в разных структурно-фациальных зонах и идентифицировать возрастные рубежи главных стратонов карелид.

Огромный материал имеется в опубликованных работах и научно-исследовательских отчетах. В частности, была проведена работа по изучению разрезов позднего карелия по скважинам. С учетом результатов проведенных работ во ВСЕГЕИ в 2000 г. был издан комплект Госгеолкарты-1000/2 по листам Р-(35)-37 (Петрозаводск). Для Онежской структуры породы ятулия были выделены в самостоятельную онежскую серию, характеризующуюся существенным преобладанием хемогенных осадков над терригенными. В пределах структуры в позднем карелии были впервые показаны породы заонежской, суйсарской, кондопожской, вашозерской свит, а в пределах листа выделены заонежский и суйсарский магматические комплексы.

На рассматриваемую территорию создан ряд карт полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000, созданных ГУП РК «Карельская геологическая экспедиция». В частности, составлены прогнозные карты на весь комплекс общераспространенных полезных ископаемых [79] и карты полезных ископаемых по видам сырья (черные металлы, цветные металлы, редкие, редкоземельные и радиоактивные металлы, благородные металлы, строительные материалы, индустриальные минералы, полезные ископаемые, связанные с четвертичными отложениями) [78]. Кроме того, в результате проведенных работ по каждому виду полезных ископаемых разработана система прогнозно-поисковых критериев и признаков, составлены кадастры и паспорта месторождений и проявлений полезных ископаемых, сделаны выводы об имеющихся перспективах к расширению запасов уже имеющихся месторождений и к выявлению новых. На прогнозной карте выделены минерагенические районы и узлы, специализированные на определенных общераспространенных полезных ископаемых и располагающиеся в их пределах участки прогнозирования.

В 2008 г. во ФБГУ «ВСЕГЕИ» в рамках объекта «Создание системы учета и мониторинга металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов категории P_3 территории России и ее континентального шельфа на основе региональных геолого-геофизических и геохимических работ» был проведен анализ паспортов на полезные ископаемые по территории Республики Карелия.

После создания Госгеолкарт первого поколения на листе проводился достаточно большой объем поисковых работ на различные виды полезных ископаемых, поскольку площадь Заонежского полуострова насыщена месторождениями и проявлениями рудных полезных ископаемых.

Проведена детальная разведка Юго-Восточной (Максовской) и Зажогинской залежей Зажогинского месторождения шунгитовых пород [84]. Помимо этого проводились прогнозно-поисковые работы в пределах Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления [50, 52], поисковые работы с целью выявления перспективных площадей и новых месторождений строительного и облицовочного камня и т. д.

Большое количество прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 и крупнее по оценке перспектив ураноносности Онежского прогиба, в пределах Тамбицкой, Кузарандовской, Нулицкой и Пигмозерской зон СРД, проводилось ПГО «Невскгеология» в 1970–1980 гг. [90, 91, 92, 96]. В ходе работ были составлены многочисленные специализированные геолого-структурные карты, прогнозные карты на уран по участкам, геолого-геофизические разрезы по буровым профилям, геофизические карты, радиогеохимические карты, кадастры проявлений урановой минерализации и радиоактивных аномалий. На основании выявленных закономерностей локализации уранового оруденения нового типа для него выделен комплекс благоприятных поисковых предпосылок и признаков (как районных, так и локальных). По проведенным геолого-геофизическим работам сделаны следующие выводы: главными ураноносными структурами района являются зоны СРД, к которым тяготеют рудопроявления меди, полиметаллов (свинец, цинк), золота. Разрывные нарушения и ореолы гидротермально-метасоматических изменений сопровождаются аномальными концентрациями урана, а также меди, серебра, висмута, цинка, никеля, молибдена, ванадия, хрома, марганца. В качестве наиболее перспективных на выявление промышленных месторождений были выделены зоны складчато-разрывных дислокаций – Святухинско-Космозерская, Уницкая и Пигмозерская. По этим зонам складчато-разрывных дислокаций выделены рудоперспективные участки для поисков комплексного оруденения и подсчитаны прогнозные ресурсы пятиокиси ванадия и урана. В частности, было выделено Шульгиновское проявление комплексных уран-ванадиевых руд с благородными металлами. В

дальнейшем, по результатам оценочных работ бурением рудопроявления Царевское, Весеннее, Верхняя Падма, установленные на листе Р-36-ХVIII, были переведены в ряд месторождений комплексных уран-ванадиевых руд с подсчетом запасов.

Особо выделяются поисковые работы на алмазы, проводившиеся в 1992–2009 гг. [111, 112, 113] на территории Республики Карелия и в результате которых был выявлен Кимозерский алмазоносный участок.

В 2007 г. силами ГГУП «СФ Минерал» в рамках объекта «Геолого-минерагеническое картирование масштаба 1 : 500 000 на алмазы листов Р-35, Р-36, Р-37, Q-35, Q-36-В (Восточный склон Балтийского щита и его сочленение с Русской плитой)» завершены работы по обобщению и обработке в едином ключе данных по потенциальной алмазоносности территории Карелии и ее обрамления. В результате этих работ был выделен ряд площадей, перспективных по наличию прямых и косвенных признаков алмазоносности на выявление коренных источников алмазов [102].

В 2014 г. завершены работы по объекту «ГДП-200 листа Р-36-ХVIII (Заонежская площадь)», результатом которых является работа по составлению и подготовке к изданию.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Для территории Онежской структуры свойственно широкое развитие плохообнаженных площадей, поэтому геофизические методы исследования имеют большое значение для ее геологического изучения.

Геофизические работы на рассматриваемой территории проводятся с 1949 г. На первом этапе геофизических исследований на всей площади [101] проведена аэромагнитная съемка, выполненная с АГСМ-25. В результате этих съемок были выделены аномальные поля, соответствующие основным структурным элементам района.

При выполнении этих работ в районе пос. Великая Губа была выявлена аэрогамма-аномалия, при наземной заверке которой установлено, что она вызвана скоплением глыб и обломков доломитов и зеленых сланцев с содержаниями урана до 2,2 %. Оценка района развития ураносодержащих обломков, выполненная в 1960–1962 гг., положительных результатов не дала.

С 1954 г. на территории Онежской структуры в процессе поисков урановых месторождений (ФГУП «Невскгеология», ФГБУ «ВСЕГЕИ») проводятся аэрогамма- и аэромагнитная съемки крупных масштабов (1 : 25 000 для Заонежского полуострова, 1 : 10 000 – для основных зон складчато-разрывных дислокаций), сопровождаемые наземными геофизическими исследованиями и бурением скважин.

С 1966 г. начинается изучение Онежской структуры аэроэлектроразведочными методами масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000, а также методами ВМП и БДК совместно с аэромагнитной съемкой с помощью прибора АМФ-21 [73].

Электроразведочными методами изучено более половины площади территории Онежской структуры.

Выполнение гравиметрической съемки началось с масштаба 1 : 1 000 000 [116], затем в масштабе 1 : 200 000 [105]. Этими съемками покрыта вся площадь территории работ.

Детальные наземные комплексные геофизические исследования [53] проводились, в основном, с поисковыми целями. Комплекс применяемых методов включал магниторазведку в различных модификациях, электроразведку, геохимическую съемку.

После этих исследований на Онежской площади проводились прогнозно-геологические и поисково-оценочные работы с широким использованием комплекса наземных (геолого-радиометрических, магнито-, электро-, гравиразведочных, литогеохимических и пр.) работ в масштабе 1 : 50 000–1 : 10 000 и крупнее с большим объемом бурения скважин [90, 91, 92, 93, 94, 95, 96].

Начиная с 1978 г. на всей площади Заонежского полуострова аэропартией № 6 были проведены комплексные аэрогеофизические работы масштаба 1 : 25 000. При заверке аэрогамма-аномалий наземными работами в районе п-ова Шуньгский Наволок было выявлено рудопроявление урана Святуха.

В 1980 г. было выявлено богатое урановое оруденение, сходное по составу с рудными обломками «Рудной Горки» – Великогубское рудопроявление [58]. Полученные данные позволили сформулировать основные критерии поисков комплексного уранового оруденения, в том числе в приуроченности его к зонам складчато-разрывных нарушений северо-западного простирания.

Дальнейшее прослеживание оруденения к северо-западу от Великогубского рудопроявления привело к открытию в 1981 г. Козмозерского рудопроявления, которое по данным оценочных

работ в следующем году было переведено в разряд месторождений.

Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 50 000 на территории Онежской структуры выполнена на юго-западе Медвежьегорского района [117] и на Заонежском полуострове [118].

При проведении геологосъемочных поисковых работ масштабов 1 : 25 000, 1 : 50 000, 1 : 200 000 попутно выполнялись наземные геофизические работы: гравиразведка, магниторазведка, электроразведка, сейсморазведка, с целью изучения отдельных аномалий, уточнения глубины залегания поверхности кристаллического фундамента, разреза осадочного чехла и т. п. Наиболее изученными в этом отношении является район Бураковского массива [50, 51, 68].

Важным этапом геофизических исследований являются поисковые и разведочные работы на высокоуглеродистые породы [71]. На локальных участках проводились магниторазведочные работы, а также съемка методом естественного электрического поля масштаба 1 : 25 000 и более крупных масштабов (1 : 5 000 и 1 : 2 000). В 1982 г. выявлено Южно-Космозерское рудопроявление, в 1984 г. – рудопроявление Ковкозеро, в 1985 г. – рудопроявления Средняя Падма и Верхняя Падма, в 1986 г. – рудопроявления Весеннее и Царевское. Многие рудопроявления в последующие годы были переведены в разряд месторождений на основе оценочных работ.

На территории Заонежского полуострова методами аэроэлектроразведки было изучено геологическое строение отдельных участков для выделения перспективных на рудное сырье [74]. Комплексные аэрогеофизические съемки Невской экспедиции масштаба 1 : 25 000 охватывают практически всю сухопутную часть листа Р-36-ХVIII.

Акватория Онежского озера (около 40 % всей территории листа) покрыта высокоточной аэромагнитной съемкой масштаба 1 : 50 000 [63].

ФГУНПП «ПМГРЭ» под руководством А. А. Макарьева в 1996–2002 гг. проводило геолого-геофизические работы на акватории и в прибрежной зоне Онежского озера для создания комплекта карт и оценки перспектив на различные виды полезных ископаемых.

В 2000 г. вышла работа «Составление сводных аэрогеофизических карт на Ладожско-Онежскую площадь в масштабе 1 : 200 000 в 1995–2000 гг.». В ее рамках создана цифровая магнитометрическая основа масштаба 1 : 200 000 для обеспечения региональных геологосъемочных работ (ГК-200, ГДП-200, ГСШ-200), проведена съемка по маршрутам региональной опорной сети на территорию Ладожско-Онежского региона и увязана с опорной сетью Вологодской области. По матрице аномального магнитного поля построена сводная карта аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 на территорию Ладожско-Онежского региона (193 800 км²), в которую вошли все имеющиеся на тот период высокоточные АМ-съемки масштаба 1 : 10 000–1 : 50 000 (в том числе все съемки ГПП «Невскгеология» масштаба 1 : 25 000 и съемки ПГЭ масштаба 1 : 50 000).

В начале 2000-х гг. на площади Заонежского полуострова обнаружены раннепротерозойские кимберлиты: Кимозерское тело размерами 2,0×0,8 км, приуроченное к центральной части крупной комплексной геофизической аномалии, которая обнаружена по данным гравитационных, магнитных, сейсмических и термометрических исследований [112, 113].

Таким образом, площадь рассматриваемого листа Р-36-ХVIII, в целом, обеспечена необходимыми геофизическими материалами.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В пределах листа Р-36-ХVIII были выполнены разнообразные по методике геохимические исследования, в результате которых накоплен большой фактический материал.

С 1970 г. на территории Онежской структуры Северо-Западным территориальным геологическим управлением (СЗТГУ) начаты планомерные геолого-оценочные работы на основе прогнозно-металлогенических и геохимических исследований. Они выполнялись в тесном сотрудничестве геологами ВСЕГЕИ и СЗТГУ.

В период 1974–1977 гг. на большей части территории Онежской структуры Тематической комплексной экспедицией СЗТГУ [98] проводилось детальное литолого-геохимическое изучение протерозойских осадочно-вулканогенных образований для выявления возможных промышленных перспектив на медь, полиметаллы, золото и др.

По результатам исследований составлены схематическая геологическая карта масштаба 1 : 200 000, тектоническая схема масштаба 1 : 500 000, карты распространения золота, меди, цинка, кобальта в пределах развития янгозерской, туломозерской и заонежской свит. На основе обработки спектральных анализов для всех генетических типов пород определены средние содержания (местные «кларки») для меди, цинка и других элементов.

В 1975 г. Центральной геохимической партией (ЦГП) начаты комплексные геохимические и

геофизические поиски в масштабе 1 : 100 000 в северной части Онежской мульды и в Водлозерской структуре с целью оценки перспектив рудоносности на сульфидно-никелевое, редкометалльное и золотое оруденение. По данным произведенных работ составлены результативные карты потоков рассеяния, шлиховые карты, ландшафтно-геохимическая и прогнозно-металлогеническая карты, отражающие неотектонические и ландшафтно-геохимические особенности территории, обусловленные элементами ее геологического строения [108].

В северо-западной части территории были проведены работы по ревизии и оценке медно-полиметаллического и медно-золотого оруденений [109], на детальном участке было проведено гидрохимическое опробование масштаба 1 : 10 000. В результате работ выявлены перспективные площади на проведение поисковых работ и дана их характеристика на стратиформное медное оруденение, выделены геохимические аномалии, установлены новые рудопроявления, расширены перспективы медно-эпидотовой рудной формации, впервые выделена гидрослюдисто-халькозиновая формация.

В контурах листа Р-36-ХVIII на карте полезных ископаемых масштаба 1 : 1 000 000 листов Р-35–37 (2000 г.) результаты средне-крупномасштабных геохимических поисков нашли отражение в виде шлиховых ореолов Au и литогеохимических аномалий Au и Cu. В основном же геохимические работы имели экологическую направленность и масштаб от 1 : 500 000 и мельче.

Среди результатов этих работ наиболее информативны следующие материалы:

– «Составление шлихогеохимической карты золотоносности территории Республика Карелия масштаба 1 : 500 000». По результатам работ были составлены: шлихогеохимическая карта золотоносности, серия моноэлементных геохимических карт и карта комплексных геохимических аномалий. Выделено 8 геохимических районов с типоморфными геохимическими ассоциациями и 19 золотоносных аномальных площадей.

– Геохимическая основа Госгеолкарты-1000/3 на листы Р-35, 36, составленная в рамках Международной программы «Экогеохимия Баренцева региона» [115]. Результатом работ стали цифровые и аналоговые карты распределения природных и антропогенных ассоциаций элементов в изученных поверхностных средах.



СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории, согласно действующей легенде Карельской серии (КС), принимают участие стратоны, относящиеся к раннему протерозою и кайнозою. Значительная часть площади листа, за исключением крайней юго-восточной части, сложена нижнепротерозойскими терригенными и осадочно-вулканогенными образованиями, принадлежащими Центрально-Карельской структурно-формационной зоне. Кайнозойские осадки, плащеобразно покрывающие чехлом всю территорию, отвечают среднему и позднему неоплейстоцену и голоцену.

КАРЕЛЬСКАЯ (НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

На Заонежской площади нижнепротерозойские породы представлены вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями ятулийского и людиковийского надгоризонтов, которые залегают на архейских гранитоидах со стратиграфическим несогласием, обусловленным длительным стратиграфическим перерывом.

НИЖНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

Ятулийский надгоризонт представлен туломозерской свитой. В ятулии происходит смена литолого-фациальных обстановок формирования осадков. Для раннеятулийских отложений характерны преимущественно условия терригенного осадконакопления, а для позднего ятулия – обстановки карбонатной седиментации.

Туломозерская свита ($KR_1^{3}tl$). Образования туломозерской свиты представлены разнофациальными терригенно-карбонатными породами, которые прослеживаются на Заонежском полуострове и на восточном побережье Заонежского залива. Выходы туломозерских пород на дневную поверхность крайне редки, они были зафиксированы на о. Олений, к западу от д. Лисицыно, а также в береговых обнажениях в русле р. Пяльма. Практически повсеместно они перекрыты чехлом четвертичных осадков мощностью более 10 м. Породы слагают пологие синклинальные складки и формируют ядра узких крутых (иногда опрокинутых) антиклинальных складок. Наиболее детально разрез туломозерской свиты изучен в пределах Падминской антиклинали, где он вскрыт в скважинах 78, 81, 38, 43 [88, 95, 106]. На восточном побережье Заонежского залива туломозерские образования залегают на выветрелых гранитоидах архея [50, 60]. В пределах Заонежского полуострова подошва туломозерских отложений не вскрыта.

Согласно действующей легенде Карельской серии листов ГГК-200 [66], туломозерская свита не разделяется на подсвиты. В разрезе туломозерской свиты на рассматриваемой территории выделяются три пачки: нижняя – кремнисто-доломит-алевритистая, средняя – гематит-песчано-алевритистая, верхняя – доломитовая.

Основная часть разреза кремнисто-доломит-алевритистой пачки представлена переслаиванием метадоломитов, преимущественно кремнистых, и метаалевролитов (рис. 1). Незначительную часть разреза составляют маломощные прослои (до первых метров) кварцевых метапесчаников, редко – полимиктовых, и единичные прослои метатуфоалевролитов [95]. Мощности слоев литологических разностей изменяются от 0,15 м до первых десятков метров. С глубиной в разрезе пачки на Заонежском полуострове отмечаются мощные горизонты доломитов, в которых содержатся микробияльные постройки *Litophyta*. Всего насчитывается до пяти доломитовых горизонтов. Для пород кремнисто-доломит-алевритистой пачки наряду с обычными серыми тонами окраски характерны лиловые, сиреневые, лилово-серые тона, которые с глубиной сменяются красноцветными разностями. В доломитах отмечаются песчано-кварцевые примеси, чешуйки талька, асбеста (в средней части разреза), кремнистые прослои и желваки, стилолиты-

вые швы, на более глубоких уровнях отмечаются гравелитовые разности. В скважинах 78 и 81 [95] были обнаружены фитогенные строматолитовые постройки *Carelozoon* ex gr. *metzgeri*, *Omachtenia kintsiensis* Mak., характерные для верхнего ятулия. Мощность пачки – более 700 м.

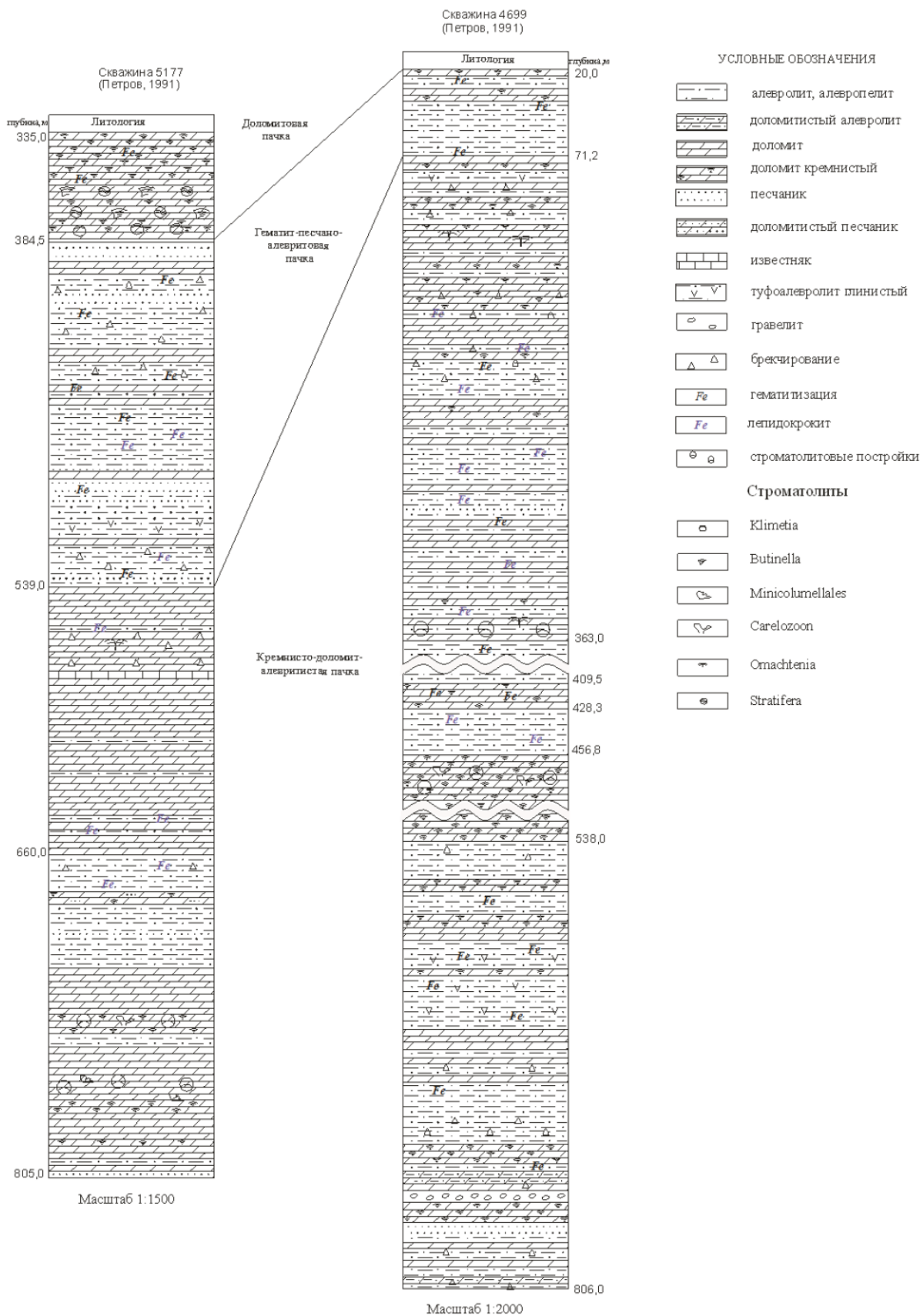


Рис. 1. Разрез туломозерской свиты по скважинам 78, 81.

Гематит-песчано-алевритистая пачка представлена красноцветными, преимущественно тер-

ригенными, образованиями (метаалевролиты, метааргиллиты, метапесчаники, метадоломиты). Светло-серые, розовые метадоломиты слагают редкие маломощные прослои (до 5–6 м). Метапесчаники кварцевые крупнозернистые до гравелитистых (в верхней части), нередко кавернозные, доломитистые. Мощность гематит-песчано-алевритистой пачки составляет 155 м.

Доломитовая пачка, перекрывающая терригенно-карбонатные осадки, венчает разрез туломозерской свиты. Маркирующим горизонтом для нее являются серые метадоломиты с горизонтами биогермных доломитов, содержащих строматолитовые сообщества *Litophyta: Stratifera, Butinella, Klimetia* [27]. Разрез верхней пачки представлен метадоломитами с прослоями метаизвестняков, доломитовыми метапесчаниками, доломитовыми брекчиями, гравелитами. На восточном побережье Заонежского залива верхняя доломитовая пачка эродирована [95]. Мощность доломитовой пачки – менее 100 м.

Отложения туломозерской свиты по литологическому составу подразделяются на группы карбонатных, песчанниковых и глинистых пород, при этом взаимные переходы разновидностей пород от груботерригенных и глинистых к карбонатным постепенные. Резкие контакты характерны для основания ритмов терригенных разностей, залегающих на карбонатах.

Карбонатные породы по составу подразделяются на метадоломиты, метаизвестняки, мраморовидные метадоломиты и доломитизированные метаизвестняки, которые представляют собой как однородные слои, так и находятся в сложном соотношении между собой и далеко не всегда имеют отчетливые границы. Карбонатные толщи содержат в большем или меньшем количестве кварц, который присутствует как сингенетичный компонент. В большинстве шлифов установлено более или менее равномерное распределение мелких зерен кварца различных форм, как округлых, так и угловатых, что доказывает его обломочную природу. Наряду с первичным присутствует и эпигенетический кварц, проявленный в виде жилок и гнездообразных выделений.

Метадоломиты представлены пелитоморфными мелкозернистыми и гигантозернистыми (перекристаллизованными) разностями с грано- и гетеробластовой структурой. Метадоломиты мраморовидные или сахаровидные с тонкой или неотчетливой слоистостью, иногда слабо сланцеватые, имеют различные окраски от розоватых и красноватых до серых и пятнистых. Местами залегание пород осложнено мелкой плейчатостью. Повсеместно отмечается наличие кавернозных и ноздреватых пустоток различной размерности, которые, в некоторых случаях, выполнены кальцитом или щеточками кварца. Доломиты состоят на 70–100 % из доломита, кальцита, 0–15 % – кварца (до 40 % в окварцованных доломитах), 0–3 % – серицита, 0–15 % – альбита, 0–5 % – гидроокислов железа, 0–10 % – талька. Акцессорные минералы представлены баритом, цирконом, апатитом, хлоритом, турмалином. Породы характеризуются следующим химическим составом: SiO_2 – 13,1 %, Al_2O_3 – 0,41 %, TiO_2 – 0,016 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 0,55 %, MnO < 0,06 %, MgO – 19,8 %, CaO – 25,4 %, Na_2O < 1 %, K_2O – 0,28 %, P_2O_5 – 40,3 %, п.п.п. – 40,3 % [99]. Обломочные метадоломиты включают доломитовые брекчии и доломитовые метапесчаники-гравелиты. Брекчированные метадоломиты отмечаются по всему разрезу, что объясняется интенсивной дислоцированностью пород. Выделяются аутигенные брекчии с карбонатным цементом, образовавшиеся в прибрежно-волновых условиях. Доломитовые метапесчаники-гравелиты отмечаются в верхней пачке. Они сложены зернистыми доломитами с размером зерен до 3 мм, с пленочным цементом, состоящим из окислов железа. В обломочных метадоломитах содержание химических компонентов по сравнению с метадоломитами существенно изменяется, так заметно возрастают содержания SiO_2 и $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ (до 42,38 %), в то время как количество CaO снижается до 0,51 %. Водорослевые (строматолитовые) доломиты характеризуются преобладающим развитием тонкозернистых (пелитоморфных) серых, светло-розовых доломитов, лишенных терригенного кварца. Хемогенные метадоломиты (тонкозернистые и оолитовые) в разрезе присутствуют в крайне незначительном объеме в верхней пачке.

Метаизвестняки присутствуют в разрезе в незначительном количестве в виде маломощных (10–20 см, редко – до 1 м) прослоев в метадоломитах в пределах Заонежского полуострова или в виде мощных прослоев (от 1 до 16 м) в метадоломитах на восточном побережье Заонежского залива [60]. Метаизвестняки макроскопически схожи с метадоломитами, но отчетливо определяются только по результатам химического анализа. Они представляют собой разнозернистые белые, светло-серые и серые массивные, слоистые, неяснослоистые породы. Мраморовидные разности известняков, преимущественно, состоят из кальцита, в резко подчиненном количестве присутствует кварц, иногда – доломит, слюда, рудные минералы. Доломит образует в известняках прожилковые и гнездообразные скопления. Структура пород мозаичная, мелкозернистая, гранобластовая, текстура массивная, слоистая.

Мраморовидные разности метадоломитов и доломитизированных метаизвестняков занимают наиболее высокое стратиграфическое положение в разрезе туломозерской свиты и выходят

на поверхность в ядрах антиклинальных складок (район д. Кузаранда, долина р. Тамбица, южный и северный Оленьи острова). Белые метаизвестняки, состоящие исключительно из кальцита, слагают ядра куполообразных складок. Своды складок и воронкообразные углубления между ними сложены метадоломитами.

В разрезе отмечаются переходные разности пород (известковистые метадоломиты, доломитистые метаизвестняки), выделяющиеся по химическому составу. Содержание в них MgO снижается до 1,4 %, а количество CaO возрастает до 53 %, содержание других компонентов не превышает первых процентов ($\text{SiO}_2 - 2,19 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0,23 \%$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}} - 0,63 \%$, $\text{MnO} - 0,061 \%$, $\text{Na}_2\text{O} < 1 \%$, $\text{K}_2\text{O} - 0,065 \%$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,086 \%$) [62].

Под микроскопом в доломитовых породах различаются характерные кристаллическизернистая мозаичная, обломочная и скрытокристаллическая структуры. Структура от тонкозернистой до мелкозернистой с размером зерен от $>0,05$ до 0,5 мм. В единичных случаях заметны следы оолитовой структуры. Пелитоморфные доломиты обладают grano- и гетерогранобластовой структурой, образовавшейся вследствие перекристаллизации более тонкозернистых пород. Зерна обломочного кварца (в виде примеси) неравномерно перекристаллизованные с доломитом, образуют мелко-тонкокристаллические структуры пород. Кварц молочно-белый и замутненный, трещиноватый с включениями доломита в виде зернистых агрегатов.

Для катаклазированных разностей характерна такситовая текстура, которая проявляется в наличии участков с несколькими типами текстур в одном шлифе: замещения, брекчиевидная, с элементами флюидальной, пятнистая, за счет различно окрашенных участков породы; кавернозная, за счет мелких открытых пор и микрокаверн выщелачивания.

Песчаниковая группа представлена породами, зернистость которых варьирует в широких пределах – от грубозернистых до тонкозернистых метапесчаников; при этом терригенный материал характеризуется хорошей сортированностью. Породы сложены существенно кремнистым материалом с редкими зернами гематита, магнетита, циркона, цоизита, хлорита. В гравелитистых разностях обломочный материал представлен, преимущественно, микроклином и плагиоклазом, в меньшей степени присутствует кварц и обломки пород основного состава. Цемент пород кварцево-сланцевый, карбонатный. В состав полимиктовых метагравелитов входят обломки кремния, доломита, алевролита. Цемент карбонатно-железистый. Терригенные отложения имеют различную окраску – от светло-серой до красновато-вишневой и грязно-фиолетовой. Структура blastopсаммитовая с поровым цементом. Текстура массивная. Породы отличаются повышенными содержаниями калиевой составляющей и имеют следующий химический состав: $\text{SiO}_2 - 50,68 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 9,60 \%$, $\text{TiO}_2 - 0,50 \%$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}} - 4,54 \%$, $\text{MnO} - 0,1 \%$, $\text{MgO} - 9,14 \%$, $\text{CaO} - 6,96 \%$, $\text{Na}_2\text{O} - 0,81 \%$, $\text{K}_2\text{O} - 4,11 \%$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 0,12 \%$, п.п.п. – 13,28 %. По петрохимической классификации Неелова А. Н. [33], образования принадлежат к группе карбонатных алевролитов, глиноземистых псаммитолитов ($a = \text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 = 0,23$; $b = \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO} = 0,42$) к классу малощелочных ($n = \text{N}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 10$, $n = 0,06$), семейству калиевых ($k = \text{K}_2\text{O} / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 0,77$) [105]. Содержания карбонатной, глинистой, железистой, кварцевой составляющих варьируют в широких пределах ($\text{CaO} - 1,81 - 10,49 \%$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1,34 - 15,78 \%$, $\text{Na}_2\text{O} < 0,1 - 5,44 \%$, $\text{K}_2\text{O} - 0,15 - 6,79 \%$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ.}} - 0,53 - 8,23 \%$, $\text{SiO}_2 - 35,36 - 70,79 \%$) [105], что находит отражение в названии пород: слюдистые, кварцито-сланцевые, слюдисто-карбонатные, гематито-сланцевые, гематито-карбонатные, карбонато-гематитовые, кварц-полевошпатовые метаалевролиты. Нередко в разрезе пачки наблюдаются конседиментационные брекчии, где, наряду с обломками доломитов, отмечаются обломки алевролитов, аргиллитов, кремния. Глинистые породы представлены слоистыми, нечеткослоистыми метааргиллитами, метаалевролитами красновато-бурого, серовато-зеленого, серого и темно-серого цветов. По составу выделяются слюдистые (глинистые), кварцево-сланцевые (песчано-глинистые), кварцево-сланцевые с карбонатом. В составе отмечаются рудные минералы (тонкопылеватые), амфибол, гидроокислы железа. Структура пород пелитовая, алевролитовая.

Общая мощность туломозерской свиты составляет более 900 м. По сравнению с синклинальными структурами в ядрах антиклинальных структур отмечается локальное увеличение мощностей карбонатных и карбонатно-терригенных пачек на 20–30 % [105].

Магнитное поле на площадях распространения пород туломозерской свиты крайне неоднородно, варьирует от -300 до $+1\ 000$ нТл. Положительные аномалии связываются с развитием магнетитосодержащих тел габбродолеритов койкарского комплекса, приуроченных к площадям развития пород туломозерской свиты и содержащими магнетит-доломитовые брекчии.

Плотность осадочных пород туломозерской свиты изменяется в широких пределах, что объясняется непостоянством их минералогического состава, а также различной степенью метасоматической переработки, каверзости и пористости пород. Среди осадочных пород наибольшую плотность имеют доломиты – $2,57 - 2,85$ г/см³. Плотность толщи переслаивания метаар-

гиллитов, метаалевролитов и брекчий значительно ниже и колеблется от 2,59 до 2,68 г/см³. Метапесчаники и метагравелиты характеризуются самой низкой плотностью – от 1,98 до 2,88 г/см³.

ВЕРХНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРАТЕМА

Нижнепротерозойские образования **людиковийского надгоризонта** имеют широкое распространение в пределах Заонежского полуострова и на восточном побережье Заонежского залива на севере листа Р-36-ХVIII. Образования людиковия объединяет заонежскую и суйсарскую свиты, для первой характерно присутствие в разрезе значительного объема углеродсодержащих осадков, вторая характеризуется широким развитием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород.

Заонежская свита. Отложения заонежской свиты получили повсеместное распространение в пределах Онежской структуры. Они невыдержанны по мощности и неоднородны по составу. Для них характерно развитие углеродсодержащих пород, в том числе высокоуглеродистых шунгитов, которые для свиты являются маркирующим горизонтом. Верхняя вулканическая часть заонежской подсвиты, выделяемая до 90-х годов XX века ведущими исследователями [92, 99, 107] в отдельную подсвиту (либо пачку), позднее [95, 119] отнесена к суйсарской свите [95, 119].

Согласно действующей легенде Карельской серии листов ГГК РФ [67] заонежская свита разделена на две подсвиты – нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита (KR₂¹zn₁). Породы нижней заонежской подсвиты прослеживаются в зонах складчато-разрывных дислокаций, где они слагают крылья антиклинальных складок. На поверхность они выходят в единичных обнажениях в виде уступов или сглаженных площадок у уреза воды. В замках синклинальных структур залегание пород пологое, вплоть до горизонтального, на крыльях антиклинальных структур – крутое до опрокинутого. В раннезаонежское время наблюдается смена терригенно-сульфатно-карбонатного осадконакопления терригенно-углеродисто-осадочным в восстановительной обстановке. Вместе с тем, присутствие доломитов и доломитистых алевропелитов в нижней подсвите заонежской свиты свидетельствует о постепенной смене обстановок осадконакопления и отсутствии заметного перерыва между ятулием и людиковием. Контакт между ними, вскрытый в скважинах 26 и 43 [99], представляет собой постепенный переход без видимых следов размыва и несогласия от песчаных и мраморизованных доломитов туломозерской свиты к метаалевролитам, метапесчаникам и бурым метадоломитам с обилием кристаллического пирита заонежской свиты.

По литологическому составу в разрезе нижней подсвиты выделяются три пачки: нижняя, средняя, верхняя.

Нижнюю пачку слагают метаалевролиты, метадоломиты, метаизвестняки. В ее подошве залегает невыдержанный по мощности горизонт метадоломитов, переслаивающихся с метаалевролитами и метапесчаниками [106], которые выше по разрезу перекрываются трещиноватыми аркозовыми метаалевролитами со слюдисто-доломитовым и доломитовым цементом. Иногда метаалевролиты переслаиваются с темно-серыми шунгитоносными метааргиллитами с содержанием углерода – до 2,4 % [95]. Отличительной особенностью нижней пачки является интенсивно проявленная пиритизация. Иногда содержание пирита достигает 15–20 % [95]. Для пород нижней пачки свойственно повышенное содержание Na₂O (до 3,13 %) при среднем содержании K₂O (<1 %) [95, 105]. Мощность нижней пачки варьирует от 5 до 40 м при средней мощности 25 м [88, 95, 106].

Средняя пачка сложена шунгитоносными метаалевролитами, метааргиллитами и метадоломитами. Породы представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-хлорит-карбонатными ритмичнослоистыми разностями. В составе пачки отмечаются прослои (мощностью 0,2–0,6 м) черного метадоломита, которые составляют от 15 до 20 % разреза. Осадочные образования средней пачки отличаются контрастными содержаниями щелочных металлов при общем преобладании K₂O (2,12–3,25 %) над Na₂O (1,25–2,47%) в неизмененных и измененных слюдизированных породах и при преобладании Na₂O (5,32–7,3 %) над K₂O (2,59–3,2 %) – в измененных альбитизированных [95, 106]. Мощность средней пачки составляет 65–100 м [88, 95, 106].

Верхняя пачка сложена пестроцветными метаалевролитами, которые характеризуются повсеместным развитием на площади и выступают в качестве маркирующего горизонта. В них отмечаются малочисленные прослои метадоломитов, метаизвестняков, метапесчаников. Породы обладают ритмичным строением, при котором нижний ритм мощностью 0,5–0,7 см сложен метаалевролитами и метаалевродоломитами, а верхний мощностью 1,2–1,5 см – пелитовыми и

пелитоморфными разностями. Окраска образований верхней пачки достаточно разнообразная – от серой и серовато-зеленой до сиреневой и фиолетовой, что в значительной мере определяется их составом. Породы обладают раковистым изломом. В метаалевролитах обломочная составляющая представлена кварцем (30–45 %), плагиоклазом (35–25 %) и, редко, микроклином (до 5 %), темноцветными минералами (до 15 %), дисперсным гематитом, лейкоксеном, в незначительном количестве (доли процентов) присутствуют турмалин и апатит. Цементирующее вещество имеет биотит-хлоритовый или слюдисто-карбонатный состав. Для пород верхней пачки свойственно повышенное содержание K_2O (3,39–3,85 %) при среднем содержании Na_2O (<1 %). При интенсивно проявленной альбитизации в верхних частях разреза содержание Na_2O возрастает до 5,14 % [94]. Мощность образований верхней пачки – от 100 до 150 м [88, 95, 99, 106].

По петрохимической классификации А. Н. Неелова [26] образования нижней подсветы принадлежат к группе граувакковых алевролитов, пелит-алевролитовых аргиллитов и карбонатных алевролитов при $a=Al_2O_3/SiO_2=0,23-0,31$; $b=Fe_2O_3+FeO+MnO+MgO+CaO=0,39-0,35$. Они относятся к классу малощелочных ($n=K_2O+Na_2O<0,10$), к семейству натровых – для образований нижней пачки ($k=0,08$), натрово-калиевых – для образований средней пачки ($k=0,52$), калиевых – для образований верхней пачки ($k=0,75$).

Первичный состав всех трех пачек глинистый, снизу вверх по разрезу уменьшается карбонатная составляющая. Минеральный состав терригенных образований нижней подсветы однотипен для всех трех пачек, варьируют только количественные соотношения минералов. Породообразующие (в том числе вторичные) минералы представлены доломитом, кальцитом, кварцем, плагиоклазом, хлоритом, серицитом, флогопитом, биотитом, актинолитом. Из акцессорных минералов отмечаются циркон, турмалин, апатит, рутил. В значительных количествах, особенно в первых двух пачках, присутствует углеродистое вещество, пирит, рудные минералы. Карбонатные породы играют подчиненную роль в разрезе подсветы и представлены метадоломитами, метаизвестняками.

Общая мощность нижней подсветы составляет 170–290 м.

Литологические разности терригенных пород нижней подсветы являются практически немагнитными. Магнитная восприимчивость пород варьирует и составляет $(2-51) \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Шунгитсодержащие породы характеризуются повышенной гамма-активностью, равной 12 мкР/ч при средней в 6 мкР/ч.

Плотность осадочных пород нижней подсветы изменяется в широких пределах. Наибольшую плотность имеют метадоломиты ($2,64-3,01$ г/см³ при средней $2,78$ г/см³), наименьшую – слюдизированные метаалевропелиты ($2,40-2,92$ г/см³ при средней $2,66$ г/см³) [105]. На карте аномального поля силы тяжести области развития пород нижней заонежской подсветы соответствуют областям пониженных значений поля Δg .

Верхняя подсвета (KR_2Zn_2). Породы верхней подсветы, выполняющие широкие синклинали, выходят на поверхность в центральной части Зажогинской и в южной замковой части Хмельозерской синклиналей, вдоль западного и восточного побережья залива Каргуба, вскрываются в карьерах Максовской и Зажогинской шунгитовых залежей, а также наблюдаются у д. Лебещина и на Комлевской площади. Контакт отложений верхней и нижней подсвет согласный и представляет собой постепенный переход пестроцветных метаалевролитов к темно-серым (вплоть до черных) породам.

Верхняя подсвета обладает более пестрым составом по сравнению с подстилающей ее нижней; для нее характерно присутствие шунгитоносных горизонтов с содержанием $S_{орг.}>20$ %. Высокоуглеродистые верхнезаонежские образования имеют кремнистый, слюдистый, карбонатный или смешанный состав, нередко с высоким содержанием сингенетичного пирита. Мощность шунгитоносных пород в центре складок достигает 120 м [75, 82, 90], а содержания шунгитового вещества в них возрастает до 75–80 %.

В верхней заонежской подсвете выделяются два цикла седиментации, каждый из которых начинается с терригенных (метаалевролиты, метааргиллиты, метатуфоалевролиты, метатуфопесчаники) и завершается терригенно-карбонатными осадками (метадоломиты, метаизвестняки, метаалевролиты, метааргиллиты с прослоями лидитов). Верхняя заонежская подсвета расчленяется на верхнюю и нижнюю пачки, каждая из которых соответствует одному циклу осадконакопления [37].

Нижняя пачка сложена шунгитоносными породами с биотит-хлорит-актинолит-альбитовой минеральной основой. В низах разреза залегают серые, темно-серые шунгитоносные метаалевролиты, метапесчаники, метааргиллиты, метадоломиты, метатуфоалевролиты, метатуфопесчаники с пластами-горизонтами шунгитовых образований мощностью 12–35 м. В верхней части разреза пачки преобладают карбонатные породы – шунгитоносные метадоломиты, метаизвест-

няки, чередующиеся с метаалевролитами, метааргиллитами и с маломощными линзами лидитов. Средний химический состав отложений нижней пачки отличается пониженными содержаниями SiO_2 (32,3–36,5 %) и K_2O (0,78–1,0 %) и повышенными содержаниями CaO (3,1 %), Na_2O (2,2–2,13 %), Al_2O_3 (8,5 %), FeO (4,2 %), MgO (2,8 %), S (1,9 %), $\text{C}_{\text{св.}}$ (37 %). По петрохимической классификации [26] углеродсодержащие породы нижней пачки относятся к алевропелитовым метааргиллитам малощелочным натровым при $a=\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2=0,32$; $b=\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MnO}+\text{MgO}+\text{CaO}=0,21$; $n=\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=0,05$; $k=\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=0,21$ [38]. По значению алюмокремниевому модулю, равного 0,32, высокоуглеродистые образования нижней пачки классифицируются как нормаглиноземистые, в них закисная форма железа по средним содержаниям преобладает над окисной: FeO – 4,2 %, Fe_2O_3 – 2,7 % [37]. Мощность нижней пачки составляет 150–225 м.

Верхняя пачка сложена шунгитоносными осадочными образованиями с хлорит-серицит-кварцевой минеральной основой. Разрез пачки представлен темно-серыми, черными шунгитоносными метаалевролитами, метапесчаниками, метааргиллитами, метадоломитами, метаизвестняками, метатуфоалевролитами, метатуфопесчаниками с горизонтами шунгитовых пород и с прослоями и линзами лидитов. Вся пачка представляет собой переслаивание основных литологических разностей и их производных, мощности которых колеблются от первых сантиметров до первых десятков метров, а взаимные переходы между разновидностями постепенные. В верхней части разреза в пределах Зажогинской синклинали, южного замыкания Хмельозерской синклинали, а также в Челмужской отмечается стратиформный горизонт сульфидных руд, так называемая сульфидно-черносланцевая толща средней мощностью 5–6 м [69, 94, 95]. Средний химический состав верхней пачки характеризуется повышенными содержаниями кремнезема (50,9–51,6 %) и оксида калия (1,44–1,93 %) (Савицкий, 1996ф; Петров, 1988ф) [94, 105] и пониженными, по сравнению с нижней пачкой, содержаниями CaO (1,45–1,50 %), Na_2O (0,18–0,53 %), Al_2O_3 (4,27 %), FeO (0,44 %), MgO (1,92 %), S (1,18 %), $\text{C}_{\text{св.}}$ (29,2–31 %) [38, 71]. По петрохимическому составу углеродсодержащие образования верхней пачки классифицируются как гипоглиноземистые песчаные ($a=0,1$ – $0,19$), малощелочные, калиевые ($b=0,11$, $n=0,02$, $k=0,66$). Окисная форма железа в них по средним содержаниям преобладает над закисной: Fe_2O_3 – 3,01%, FeO – 0,44% [38]. Мощность верхней пачки составляет 150–260 м.

Обе пачки содержат горизонты высокоуглеродистых пород. Так, нижняя пачка включает в себя три горизонта, в верхней их количество может достигать шести. Выделение горизонтов достаточно условно, поскольку они зачастую распадаются по латерали на более мелкие литологические подразделения или наоборот сливаются, перетекая из одного в другой. Горизонты шунгитоносных пород не выдержаны по мощности, они чередуются с прослоями метаалевролитов, метаизвестняков-доломитов, метатуфоалевролитов и лидитов суммарной мощностью от сантиметров до первых метров и занимают до 50 % объема пластов [70]. Отдельные горизонты формируют куполовидные антиклинальные складки шириной до 700–800 м.

Минеральный состав шунгитоносных пород верхней и нижней пачек (по пересчету результатов химического состава) различен. Так, для верхней пачки характерно повышенное содержание кварца (до 55 %), в то время как для нижней – эти показатели не превышают 5 %, что позволяет переводить его в разряд второстепенных минералов. Альбит в нижней пачке присутствует в количестве 35 %; для верхней же пачки характерны пониженные (до 1 %) содержания. Серицит в нижней пачке отсутствует вовсе, в верхней пачке его содержание достигает 20 %. В верхней пачке следов актинолита и биотита, содержащихся в образованиях нижней пачки в количестве 15 %, не зафиксировано. Неизменными показателями для обеих пачек являются содержания доломита и пирита (по 5 % для каждого из минералов), в незначительных количествах встречается апатит: в нижней пачке – до 0,2 %, а в верхней – единичные зерна [70]. Шунгитоносные породы по составу минерального компонента чрезвычайно разнообразны и среди них выделяются высокоуглеродистые породы (углеродистое вещество – до 99 %), включающие шунгиты, максовиты, антракосолиты; кремнистые породы (SiO_2 – до 96 %) – лидиты, силициты, метапесчаники; карбонатные (кальцит, доломит – до 90 %) – метадоломиты, метаизвестняки, доломитистые метаизвестняки; породы смешанного состава (глиноземистые, кремнисто-глиноземистые, карбонатно-глиноземистые, кремнисто-карбонатно-глиноземистые) – метаалевролиты, метааргиллиты, метатуфоалевролиты, метатуфопесчаники.

В разрезе подбиты практически все породы обнаруживают алевритовую, пелитовую, псаммитовую структуры, слоистую, полосчатую текстуры пород, подчеркнутые цветовыми различиями (от зеленовато-серого до черного). Нередко породы обладают плитчатой отдельностью, которую часто принимают за рассланцевание. Шунгит образует либо тонкие слои по плоскостям напластования, либо он тонкорассеян в обломочном материале и пропитывает различный по составу цемент (карбонатный, кремнистый, серицит-хлоритовый, биотит-хлоритовый и т. д.).

Преобладающими в разрезе являются темно-серые, черные метаалевропелиты-метааргиллиты. Породы плотные тонкослоистые массивные, характеризующиеся развитием бластопелитовых структур. Они состоят из непрозрачного пелитового и шунгитового вещества, в которое погружены зерна кварца, хлорита и чешуйки слюд.

Карбонатные породы в подавляющем большинстве представлены шунгитоносными мелкозернистыми доломитизированными метаизвестняками, метадоломитами с примесью мелких обломков кварца, чешуек серицита и хлорита. В шлифах фиксируются изометричные кристаллы карбонатов, окруженные каемкой шунгита либо полностью погруженные в шунгитовый цемент. Иногда доломитизированные метаизвестняки имеют порфиробластовую структуру, для которой характерны крупные с неровными краями кристаллы карбоната, окруженные мелкозернистой карбонатной массой с рассеянным шунгитом. Карбонатные породы в нижней пачке имеют подчиненное значение и появляются лишь в редких прослоях, жилках и крупных вторичных кристаллах [99], а также в кровле пачки [95]. В разрезе верхней пачки карбонатные породы на отдельных площадях занимают до 50 % его объема.

Лидиты отмечаются по всему разрезу в виде маломощных пластов или линз [69]. Они представляют собой плотные высококремнистые ($\text{SiO}_2 - 96\%$) породы темно-серого или черного (до смоляного) цвета с характерным раковистым изломом, содержащими тонкораспыленное органическое вещество ($\text{C} - 3,7\%$).

Метатуфоалевролиты и метатуфопесчаники серого (до черного) цвета слагают ритмы мощностью от первых миллиметров до первых сантиметров. Обломки размером до 1–2 мм сцементированы кремнисто-карбонатным материалом. Туфовый материал представляет собой окатанные или неправильной формы обломки углисто-глинистой породы, долеритов и единичных обломков раскристаллизованного вулканического стекла, замещенного тончайшими агрегатами альбит-хлоритового состава. Это терригенный материал, возникший за счет разрушения основных пород, а возможно и туфов, прошедший стадию обработки в водной среде и осажденный вместе с обломками других минералов и пород (кварца, плагиоклаза, альбита, шунгитового материала, хлорита, актинолита, карбонатов, пирита).

В зависимости от содержания углерода, согласно классификации шунгитсодержащих пород, разработанной в Институте геологии КФ АН СССР и классификации П. А. Борисова [5], выделяются шунгиты пяти разностей (табл. 1).

Таблица 1

Классификация шунгитов по содержанию углерода

	Разности шунгитов				
	I	II	III	IV	V
Классификация Борисова П. А.					
Содержание углерода, %	75–98	35–75	20–40	10–20	<10
Классификация Института геологии КФ АН СССР					
Содержание углерода, %	99–99,3	40–75	20–40	5–20	<5

По классификации В. И. Горлова [13, 57] I, II и III разности пород с содержанием углерода более 26 % собственно и являются собственно шунгитами, а IV и V разности правомее называть шунгитоносными породами, которые могут быть представлены метааргиллитами, метаалевролитами, метадоломитами, метатуфопесчаниками и метатуфоалевролитами.

Высокоуглеродистые образования обладают некоторыми текстурными особенностями, в них зачастую фиксируются постепенные переходы массивных пород в трещиноватые и брекчированные либо слоистые разности. Трещины в брекчированных породах заполнены метакolloидным минеральным веществом (шунгит) или высшим антраксолитом, зачастую трещины выполнены шестоватыми агрегатами кварца, нередко с серицитом, хлоритом и мелкими обломками породы. Обычно в прожилках содержатся отдельные кристаллы пирита размером до 1 мм, иногда встречаются участки породы, где прожилки нацело заполнены пиритом. Основными минералами шунгитов и максовитов являются кварц, серицит, хлорит, пирит, реже – кальцит, ярозит. В разрезе отмечается присутствие шунгит-долеритовых и шунгит-доломитовых брекчий. Среди массивных пород изредка встречаются обломки метаизвестняков и метаалевролитов подстилающих пород, которые представляют собой краевую брекчию, а также обломки шунгита, являющегося скрытой брекчией, указывающие на активное перемещение (течение) осадочного материала и его дифференциацию по составу. Довольно часто на контакте с силлами основных пород за счет высокотемпературного воздействия шунгитоносные осадки преобразованы в кокс. Подвижные элементы мигрируют из зоны контакта на некоторое расстояние совместно с органическим веществом. Содержание шунгитового вещества в этих зонах

существенно уменьшается, а содержание кварца, серицита, эпигенетического пирита и кальцита – увеличивается, иногда появляется пирротин. Миграционные формы шунгитового вещества представлены антраксолитами, в том числе их сажистыми разновидностями, которые практически всегда присутствуют в шунгитовых (максовитовых) образованиях.

Для приконтактовых с интрузивами шунгитовых образований характерна также и столбчатая отдельность в виде призм высотой от 2 до 20 см, ориентированная перпендикулярно контакту. Призмы в сечении имеют вид неправильных многоугольников, отделенных друг от друга либо скрытыми, либо зияющими трещинами, по стенкам которых развиваются пленки шунгитового вещества или пирита. Еще один тип столбчатой отдельности шунгитов, развитый в виде сноповидных изогнутых скоплений призм длиной до 1–1,4 м, характерен для шунгитоносных образований, контактирующих с верхней частью подводящих каналов. Такой тип отдельности свидетельствует о длительном движении расплава через эту область.

Общая мощность верхней заонежской подсвиты составляет 300–485 м.

Магнитные свойства для разных типов пород различны, но, в целом, шунгитоносные образования являются диамагнетиками за счет высоких содержаний шунгитового вещества. Наиболее магнитными являются породы, характеризующиеся проявлением наложенных преобразований. Так в сульфидосодержащих разностях магнитная восприимчивость может достигать $50 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Зоны развития основных вулканитов обычно хорошо выделяются в магнитных полях интенсивными положительными аномалиями. В то же время, над пластами шунгитоносных пород, в связи с диамагнитностью шунгитового вещества, интенсивность магнитного поля снижается. Поскольку пласты шунгитоносных пород зачастую подстилаются или перекрываются основными породами, интенсивность наблюдаемого магнитного поля может сложным образом варьировать, что обычно затрудняет интерпретацию данных.

Наибольшей гамма-активностью в разрезе обладают шунгиты, в которых мощность дозы излучения суммы естественных радиоактивных элементов составляет 15–30 мкР/ч с редким повышением до 45 мкР/ч и средними значениями 22 мкР/ч. В силу пестроты литологического состава образований верхней подсвиты для них характерны достаточно большие колебания значений активности в близко расположенных точках, что четко фиксируется на графиках гамма-каротажа, которые имеют характерную пилообразную форму. В целом, средние значения радиоактивности в шунгитоносных горизонтах составляют 14 мкР/ч.

Плотность осадочных образований верхней подсвиты изменяется в широких пределах как внутри одной, так и между несколькими литологическими разностями. Наименьшую плотность имеют породы максимально насыщенные углеродом: шунгит I разности (С – 99 %) – 1,9–1,98 г/см³, шунгиты II–III разностей (С – 75 %) – 2,17–2,45 г/см³. Наибольшую плотность имеют метадоломиты и метатуфопесчаники (С – 5 %) – 2,8–3,2 г/см³. Повышенные значения поля Δg обусловлены присутствием значительного количества тел субвулканического комплекса в разрезе подсвиты. Средние значения плотности (2,4–2,7 г/см³) характерны для пород с содержанием углеродного вещества 25–75 % [13]. Показатели твердости шунгитоносных пород изменяются в пределах 3–4, силицитов и лидитов – 7–7,5.

Суйсарская свита. Название свите дано В. М. Тимофеевым (1935 г.) по Суйсарскому побережью Онежского озера и о. Суйсари. В 70-е годы XX века к породам суйсарской свиты относили отдельные выходы пород туфогенного происхождения, располагавшиеся в Хмельозерской структуре вдоль юго-западной оконечности оз. Чужмозеро [99], а также в центральной части юго-восточного замыкания Мунозерской синклинали [45]. Верхняя вулканитовая часть заонежской свиты, слагающая основной объем ядра Хмельозерской и Мунозерской структур и выделяемая до 90-х годов XX века [86, 93, 99] в отдельную подсвиту (либо пачку) позднее была [95, 119] отнесена к суйсарской свите.

В действующей серийной легенде Карельской серии листов ГКК-200 [66] суйсарская свита подразделена на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Нижняя подсвита (KR_2^{1ss}). Суйсарские образования нижней подсвиты в пределах Заонежского полуострова слагают ядро Хмельозерской структуры и южное замыкание Мунозерской структуры.

Стратиграфическое положение, определенное сходство состава и геохимических характеристик, структурно-текстурные особенности вулканитов (афировые и порфиоровые массивные, миндалекаменные метабазалты) с прослоями осадочно-вулканогенных пород, получивших распространение в ядре Хмельозерской синклинали, позволяет сопоставить их с нижнесуйсарскими образованиями, вскрытыми в интервале 615–656 м в ОПС. В этом интервале преимущественное развитие получили миндалекаменные низкомагнезиальные метабазалты с прослоями карбонатизированных туфовых пород [27]. Выше, в интервале 583–615 м ОПС, разрез суйсарской свиты представлен ритмичнослоистыми слабикарбонатными метатуфоалевролитами и

метатуфопесчаниками, в которых отмечаются знаки ряби, сопоставимые с прослоями туфовых пород со знаками ряби, наблюдаемые в порфировых метабазах в Мунозерской структуре.

В целом, разрез подсветы представлен маломощными слоями осадочно-вулканогенных пород, зажатыми между силлами суйсарского комплекса и покровами метабазах [112]. Вулканиды выходят на поверхность в виде уступов и вертикальных стенок высотой до 20 м, в то время как осадочные и осадочно-вулканогенные образования, как правило, вскрываются в основании разрезов под покровами базальтов в виде линз и прослоев, образующих своеобразные останцы [65, 99]. Значительная роль в составе осадочно-вулканогенных пород отводится туфогенному пирокластическому материалу (метатуффиты, метатуфоалевролиты, метатуфопесчаники, метатуфы).

Вулканиды существенно преобладают над осадочными образованиями, составляя до 90 % в разрезе Хмельозерской синклинали, количество осадочно-вулканогенных пород не превышает 10 % от общего объема нижнесуйсарских образований. В пределах южного замыкания Хмельозерской синклинали прослеживаются три слоя: два нижних слоя, представленные осадочно-вулканогенными образованиями, которые располагаются между основными породами суйсарского комплекса и верхний слой, представленный покровом метабазах (скважины 41, 39). В основании нижнесуйсарских образований в пределах Хмельозерской синклинали вскрыты кремнистые карбонатизированные метатуфоалевролиты мощностью 1,5 м, согласно залегающие на шунгитоносных метааргиллитах, вверх по разрезу метатуфоалевролиты перекрываются пластом шаровых лав, в которых размеры сфероидов варьируют от 10 см до 2,0 м в поперечнике, венчают разрез метабазах. Нижние слои нижнесуйсарской свиты фиксируются фрагментарно, что предполагает частичный их размыв. Граница между стратифицированными метабазами и субмагматическими суйсарскими образованиями по латерали фиксируется сменой тонко-мелкозернистых, афанитовых метабазах средне-крупнокристаллическими пойкилоофитовыми пироксен-амфиболовыми метадолеритами или метагабродолеритами [65, 99].

В разрезе нижней подсветы присутствуют метабазах двух разновидностей, каждая из которых преобладает в той или другой структуре. В пределах Хмельозерской структуры наиболее распространены метабазах голубовато-серого, серого цветов массивные афанитовые, тонко-мелкозернистые. В районе южного замыкания Мунозерской синклинали преобладают метабазах темно-серого цвета с порфировой структурой, с повышенной магнезиальностью [99]. Для нижнесуйсарских метабазах характерны плитчатая, подушечная, редко шаровая отдельности.

Мощности покровов метабазах суйсарской свиты невыдержаны по латерали и колеблются от 20 до 100 м, мощности осадочно-вулканогенных пород варьируют от первых десятков сантиметров до первых десятков метров [99, 112].

Для метабазах характерен следующий минеральный состав: плагиоклаз (альбит, альбит-олигоклаз, олигоклаз-андезин, лабрадор) – до 40–55 %, содержание актинолит-уралита по авгиту колеблется от 15 до 40 %, кварца – не превышает 1–2 %, редкие измененные пироксен и оливин присутствуют как реликты. Вторичные минералы представлены амфиболами (в т. ч. роговой обманкой), агрегатами соссюрита и пренита, присутствуют карбонаты, биотит, магнетит, гематит, псевдоморфозы серпентин-талк-хлорита и иддингсита по оливину. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и сульфидами.

Структуры пород афировые, порфировидные, долеритовые, спилитоподобные, интерсертальные, которые довольно часто загущены широко развитыми в породе структурами замещения. Микролитовая структура характеризуется беспорядочным расположением микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены амфиболом. Мелкие чешуйки (0,05×0,2 мм) хлорита составляют неполные псевдоморфозы по актинолиту. По прожилкам зерен амфибола развит (участки порфировидной структуры) биотит. Эпидот представлен в виде агрегатов свободного роста, так и в виде агрегатных псевдоморфоз (0,5 мм). Отмечается присутствие единичных зерен пирита размером 0,3 мм, единичные прожилки мощностью 0,05–0,2 мм выполнены агрегатом карбоната. Впервые на площади установлены пироксеновые метабазах со спинифекс- и мегалейстовыми структурами, которые являются продолжением ряда закалочных структур в связи с переохлаждением расплава при потере летучих компонентов в ультрамафит-мафитовых вулканидах. Наблюдаются элементы шлировидной, свилеватой, флюидальной текстур. Для афировых разновидностей метабазах, не содержащих фенокристаллы, характерна миндалекаменная (образования до 2×1,5 мм) текстура. Редкие миндалины (5 %) правильной округлой формы обнаруживают неоднородное концентрически-зональное строение и состоят из агрегата карбоната и палагонита, в единичных случаях с кремнистым веществом, выполняющим их ядерную часть.

Порфировым разновидностям свойственны элементы флюидальной и реликтовой текстур. Плаги-

оклаз во вкрапленниках пород альбитизирован, но сохраняет призматическую, длиннопризматическую форму сравнительно равномерно рассеянных или иногда образующих сростки зерен размером 0,2–0,8 и до 1 мм. Вулканическое пузыристое стекло, присутствующее в основном в мелких обломках, хлоритизировано, многочисленные правильной овальной, округлой формы пузырьки, иногда подчеркиваемые тонкой каймой агрегата лейкоксена, выполнены радиально-лучистым агрегатом хлорита и нередко обнаруживают концентрически-зональное строение.

Осадочно-вулканогенные обломочные породы, представленные метатуфоалевролитами, шунгитоносными метааргиллитами, метатуффитами, метатуфами, имеют темно-серые до черного (шунгитоносные), светло-серые и зеленовато-серые цвета. Для них характерны различные структуры – от тонкозернистых (пелитовой, алевритовой, псаммитовой) до грубозернистых и горизонтальная параллельная слоистость от тонко- до грубослоистой (мощностью слоев – от первых миллиметров до 3–10 см), иногда отмечается косая слоистость, нередко наблюдается микроплойчатость и следы волновой ряби. Прослои, обогащенные туфовым материалом, отличаются зеленовато-серой, серой окраской, более крупной зернистостью.

Метатуфоалевролиты характеризуются ритмичностью и полосчатой текстурой, обусловленной наличием прослоев с дифференцированной размерностью зерен и неравномерным распределением глинистого вещества в породе, образующего отдельные тончайшие прослои и линзочки. Породы состоят из углисто-глинистого хлоритизированного материала, кластический материал представлен угловато-окатанными, иногда регенерированными зернами кварца, в основном алевритовой и в редких случаях псаммитовой размерности. Линзочки образованы хлоритом и серицитом, промежутки между ними и основная масса выполнены хлорит-гидрослюдистым материалом, содержащим мелкие зерна титанита. Титанит в сочетании с титаномагнетитом и лейкоксеном, заполняет тонкие ветвящиеся прожилки. Иногда титанит образует оторочки вокруг титаномагнетита (сохраняется в лейкоксене в форме табличек). Титаномагнетит наблюдается как в виде отдельных мелких кристаллов, так и в виде ветвящихся образований неправильной формы.

Для метатуффитов и метатуфов характерны литокристаллокластические, витрокристаллокластические структуры и тонкослоистые, реликтово-микропорфировые текстуры [99]. Обломочный материал в них представлен плагиоклазами, хлоритом, амфиболами, кварцем, титанитом, долеритами, базальтами, оплавленным вулканическим стеклом, шунгитами и аргиллитами. Среди вторичных минералов выделяются эпидот, карбонат, биотит, титанит. Цемент криптокристаллический, тонкокристаллический, содержит хлорит, серицит, рассеянный шунгит, иголки актинолита, зерна кварца, бурые окислы железа. Пирокластический материал, отчетливо неоднородный по гранулометрическому составу, имеет как алевритовую (5–10 %) и псаммитовую (15–20 %), так и гравийную (10 %) размерность, достигая в единичных случаях 8 мм. Он представлен обломками неправильной, неправильно-угловатой, угловатой или овально-угловатой формы. Обломки метабазальта характеризуются различной степенью раскристаллизации и степени изменения вулканического стекла. Обломки в своем большинстве с отчетливыми неровными извилистыми ограничениями, нередко окружены тонкой каймой закалки, состоящей из агрегата лейкоксена.

Метабазальт в обломках имеет афировое или чаще порфировое, сериальнопорфировое и гломеросериальнопорфировое строение, определяемое призматическими длиннопризматическими фенокристаллами плагиоклаза размером 0,1–0,8 мм, альбитизированного или замещенного цеолитом. Основная масса с гиалопилитовой, витрофировой или, в редких случаях, сферолитовой и интерсертальной структурами состоит из слабо лейкоксенизированного, в основном, хлоритизированного вулканического стекла, заключающего мельчайшие лейсты плагиоклаза.

Структура пород туфовая, микролиты альбитизированного плагиоклаза расположены под углом друг к другу, а промежутки между ними заполнены измененным пироксеном и мелкозернистым агрегатом вторичных минералов. Зерна плагиоклаза имеют вытянутую призматическую форму длиной до 0,3 мм и беспорядочное расположение в массе породы. Наложенный хлорит наблюдается в виде мелких тонких чешуек и листочков размерами 1×0,2 мм, формирует неполные псевдоморфозы по пироксену. Эпидот образует мелкие (до 0,1 мм) призматические зерна в сростании с хлоритом, он развивается по пироксену и замещает его. Минерал отличается фиштакново-зеленым цветом с плеохроизмом от желто-зеленого (по Ng) до бесцветного (по Np), имеет аномальные интерференционные окраски. Биотит образует гнезда размером 0,5×0,7 мм. Зерна титанита равномерно рассеяны в общей массе породы, а новообразованные идиоморфные зерна имеют размерность 0,2–0,3 мм. По тонким прожилкам развиваются гидроокислы железа (лимонит). Аутигенные минералы представлены зернами магнетита размером до 0,02 мм и более, заключенными в глинистом веществе. В единичных обнажениях породы

диагностированы как гиалокластиты, состоящие из обломков стекла и незначительного количества кристаллов актинолита, альбита, кварца, хлорита, слюдки, титанита и мелко-среднеобломочная кластолава [99].

Метабазальты нижнесуйсарской подсвиты по петрохимическим параметрам характеризуются следующими средними содержаниями элементов: SiO_2 – 49 %, Al_2O_3 – 14,6 %, TiO_2 – 1,5 %, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}$ – 13 %, MnO – 0,18 %, MgO – 7,12 %, CaO – 7,46 %, Na_2O – 2,6 %, K_2O – 1 %, P_2O_5 – 0,13 %, п.п.п. – 2,64%. По содержанию щелочей они относятся к породам нормального петрохимического ряда натриевой и калиево-натриевой серий. Породы нижнесуйсарской подсвиты обеднены фосфором, ванадием и обогащены хромом.

Общая мощность нижней суйсарской подсвиты составляет менее 100 м.

Магнитные свойства сильно различаются, магнитная восприимчивость может достигать до $100 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС при средней $35 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Наиболее магнитными являются породы, измененные наложенными преобразованиями. Для суйсарских образований характерна низкая гамма-активность, мощность дозы излучения суммы естественных радиоактивных элементов составляют 5 мкР/ч. Магнитное поле на площадях распространения пород суйсарской свиты знакопеременное со значениями варьирующими от –500 до +200 нТл. Пониженные значения магнитного поля соответствуют образованиям, слагающим Хмельозерскую структуру, повышенное же – к образованиям, слагающим замыкание Мунозерской синклинали. Т. е., породы этих структур различаются по магнитным свойствам, что объясняется различной степенью насыщенности вулканогенно-осадочных образований магнитными телами базитового состава.

Плотность осадочно-вулканогенных пород нижней суйсарской подсвиты изменяется в широких пределах: от 2,75 до 3,06 г/см³. Наименьшую плотность имеют терригенно-осадочные породы, наибольшую – метатUFFы и метабазаЛьты. На карте аномалий поля силы тяжести площади распространения пород подсвиты отчетливо фиксируются в ядре Хмельозерской и в районе южного замыкания Мунозерской синклиналей, где они отражают ярко выраженную северо-западную направленность данных структур.

Возраст пород, описанных в стратотипе суйсарской свиты, расположенном на острове Суйсари Онежского озера, по Sm-Nd изотопным данным оценивается в $1\ 980 \pm 20$ млн лет.

ФАНЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Отложения четвертичного возраста, с глубоким размывом залегающие на эродированной поверхности докембрийского основания, в пределах листа Р-36-ХVIII развиты повсеместно, покрывая не менее 90 % его площади. Установленные мощности четвертичных отложений достигают 54 м (на юго-востоке территории), но на большей части территории не превышают 5–10 м. Повышенные мощности четвертичных отложений приурочены, как правило, к депрессиям коренного ложа либо к отдельным формам водно-ледникового рельефа, таким как озы и камы. Отсутствуют образования квартера на вершинах и крутых склонах возвышенностей, сложенных кристаллическими породами.

В неоплейстоцене территория подвергалась многократным оледенениям, в результате каждого из них уничтожались сформированные ранее рыхлые образования. В пределах изученной площади установлены образования среднего и верхнего звеньев неоплейстоцена, представленные отложениями морского, озерного, ледникового и водно-ледникового генезиса, а также голоценовыми аллювиальными, болотными и озерными отложениями. На дневную поверхность выходят лишь отложения заключительных стадий ошашковского оледенения и голоцена. Образования московского оледенения (?), микулинского межледниковья (?), подпорожского оледенения, а также ленинградского мегаинтерстадиала отмечаются фрагментарно, в основном вскрываются в депрессиях коренных пород. Среднее звено представлено образованиями московского горизонта среднерусского надгоризонта, установленными впервые для территории листа.

Расчленение толщи отложений неоплейстоцена на карте четвертичных образований произведено в соответствии с легендой Карельской серии листов Государственной геологической карты четвертичных отложений Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, утвержденной НРС в 1998 г., в основу которой положена региональная унифицированная стратиграфическая схема четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденная МСК в 1984 г., обновленная в 1999 г. с соответствующими последующими реше-

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Среднерусский надгоризонт. Московский (?) горизонт. *Ледниково-озерные образования* (lgllms?) вскрыты скважиной 4, которая пробурена в районе д. Немино-3, на северо-востоке листа Р-36-ХVIII. Залегают эти осадки непосредственно на коренных образованиях, а перекрываются образованиями микулинского (?) горизонта. Представлены ледниково-озерные отложения суглинками коричневато-серыми массивными опесчаненными (инт. 22,0–27,5 м) и глинами светло-коричневыми тугопластичными массивными (инт. 27,5–31,0 м). Мощность этих осадков составляет 9 м. Возраст осадков обосновывается условиями залегания и результатами спорово-пыльцевого анализа.

Состав спорово-пыльцевых спектров данных осадков указывает на широкое развитие тундрового типа растительности с преобладанием кустарниковых и травянистых ассоциаций, представленных карликовой березкой, ольховником, полынями, маревыми, осоковыми и злаковыми. Это свидетельствует о достаточно суровом (холодном и засушливом) климате времени московского оледенения. Обилие пресноводных зеленых водорослей в интервале глубин от 23,0 до 29,0 м свидетельствует о существовании относительно мелководного пресноводного бассейна, в котором и формировались данные осадки [120].

Верхнее звено

На изученной территории верхнее звено представлено морскими осадками микулинского межледниковья, ледниковыми образованиями подпорожского, ледниковыми и водно-ледниковыми образованиями осташковского горизонтов валдайского надгоризонта и озерными отложениями ленинградского интерстадиала.

Микулинский (?) горизонт. *Морские образования* (mlllmk?) для территории Заонежья установлены впервые. Они вскрыты скважиной 4 (инт. 16,0–22,0 м), где залегают на московских ледниково-озерных осадках, перекрываются ледниково-озерными образованиями осташковского горизонта и имеют мощность 6 м. Абсолютная отметка кровли составляет 54 м. Морские осадки представлены, в основном, суглинками коричневато-светло-серыми однородными слабопластичными с редкими прослоями глин мощностью до 7 см.

По палинологическим заключениям [103] эти суглинки отличаются высокой, для всего разреза, концентрацией пыльцевых зерен. В составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца древесных пород (до 95 %). Основными доминантами спектров становятся пыльца ольхи (20–37 %) и лещины (10–22 %), затем березы (10–18 %) и сосны (5–20 %). Кроме того, зафиксировано максимальное для всего разреза присутствие широколиственных пород, представленных пыльцой дуба (1–5 %), вяза (1–3 %), липы (единичные зерна), граба (1–4 %). Здесь же обнаружено несколько пыльцевых зерен падуба (*Ilex*), возможно переотложенных, и пихты (*Abies*). Среди споровых доминируют папоротники с максимумом 25 %. Количество сфагновых мхов не превышает 15 %, отмечены споры плауна годичного (*Lycopodium clavatum*), встречено одно зерно *Osmunda* sp. Таким образом, во время осадконакопления широкое распространение получила лесная растительность, представленная сосной, березой, лещиной, ольхой. В качестве примеси произрастали дуб, вяз, граб, липа. Наличие граба свидетельствует о влажности климата. Наряду с термофильной флорой в состав растительного покрова входили и перигляциальные элементы флоры, такие как карликовая березка, ольховник, полынь. Такая особенность флоры отмечена на северо-востоке Ленинградской области даже для времени климатического оптимума микулинского межледниковья. Такой тип растительности мог сформироваться в начале микулинского межледниковья.

По результатам диатомового анализа [103] наиболее высокая концентрация створок диатомей – более 1,8 млн в 1 грамме сухого осадка – отмечена в интервале 17,0–18,5 м. Диатомовый комплекс состоит, преимущественно, из морских и солоноватоводно-морских *Chaetoceros* spp., *Coscinodiscus* spp. и *Paralia sulcata*, а также морских *Thalassionema nitzschioides* и *Thalassiosira gravida*. Отмеченные таксоны являются, в большинстве своем, представителями морского неарктического планктона. Многие из них характерны для морских межледниковых отложений Северо-Запада России. Породы насыщены фрагментами створок диатомей, в основном крупных

представителей рода *Coscinodiscus* (*C. oculus iridis* и др.). Другие кремнистые микрофоссилии также характеризуются высоким содержанием (цисты золотистых водорослей *Chrysophyceae*, спикулы губок *Porifera*). Кроме того, отмечаются кремнистые скелеты морских одноклеточных жгутиковых водорослей – силикофлагеллят. Высокая концентрация диатомей и присутствие в составе диатомового комплекса исключительно морских и солоноватоводно-морских планктонных видов указывает на осадконакопление в открытой глубоководной части морского бассейна. О морских обстановках свидетельствуют также находки в данном интервале силикофлагеллят и единичных цист динофлагеллят. Отмечаемое вниз по разрезу сокращение концентраций диатомей других кремнистых микрофоссилий свидетельствует о смене условий осадконакопления, которое, возможно, обусловлено изменением глубины бассейна.

Результаты палинологических исследований позволили отнести породы, вскрытые скважиной 4, к осадкам микулинского (?) межледниковья, а диатомового анализа – именно к морским осадкам.

Валдайский надгоризонт включает подпорожский, ленинградский и осташковский горизонты.

Подпорожский горизонт. *Ледниковые образования (glllpd)* ранее были установлены на территории Заонежского полуострова в скважине, пробуренной севернее пос. Великая Губа, в интервале 21,0–26,5 м, где они приурочены к глубокой депрессии в коренном ложе и залегают непосредственно на дочетвертичных образованиях.

Представлены ледниковые образования суглинками голубовато-серого цвета с включением гальки и мелких валунов долеритов и шунгито-хлоритовых сланцев средней и плохой окатанности [99]. В процессе проведенных исследований ледниковые образования, представленные песками серыми мелкозернистыми слабоглинистыми с включением гравия, гальки и мелких валунов гранитоидов до 15 %, были установлены в скважине 1 (инт. 29,0–33,0 м), пробуренной на северо-востоке территории. Мощность отложений подпорожского горизонта колеблется в пределах 4–5,5 м.

Состав спорово-пыльцевых спектров, изученных в песчаных отложениях, указывает на широкое развитие тундрового типа растительности с преобладанием древесных (сосна, ольха), кустарниковых, представленных карликовой березкой, ольховником, и травянистых ассоциаций (полынями, маревыми и злаковыми). Это свидетельствует о достаточно суровом (холодном и засушливом) климате времени (предположительно) подпорожской стадии валдайского оледенения [103].

Ледниковые образования в обеих скважинах перекрыты озерными осадками ленинградского горизонта. Такое положение в разрезе позволяет отнести их к подпорожскому горизонту.

Ленинградский горизонт. *Озерные образования (llllln)* также установлены по спорово-пыльцевому анализу в скважине 66 в интервале 16,5–21,0 м, где они залегают на морене подпорожского горизонта. Абсолютная отметка кровли этих образований – 22,5 м. Перекрываются эти осадки ледниковыми отложениями осташковского горизонта. Представлены озерные отложения ленточными глинами синевато-серого цвета тугопластичными очень плотными. Слоистость обусловлена чередованием тонких (мощностью до 0,5 мм) прослоек глин и суглинков.

В процессе проведения ГДП-200 образования ленинградского горизонта были также установлены в скважине 1 (инт. 24,5–29,0 м), где они представлены песками серыми разнозернистыми кварц-полевошпатовыми с включением гравия и гальки гранита до 15 %, а с глубины 25,0 м – супесями желтовато-серыми песчанистыми с редким гравием гранита. Мощность этих осадков достигает 4,5 м, абсолютная отметка кровли – 107,5 м.

По спорово-пыльцевому анализу в этом интервале выделена палинозона, характеризующаяся доминированием пыльцы древесных и кустарниковых пород – пыльцы ольхи (25 %), а также лещины (5–15 %), древовидной и карликовой форм берез (15–18 и 7–20 % соответственно) с незначительным участием сосны и ели (до 2 % в начале зоны). Отмечено максимальное для всего разреза количество пыльцы широколиственных пород (5 %), представленных вязом, дубом, грабом и липой. Только в этой зоне встречена пыльца граба. Среди пыльцевых таксонов группы трав доминируют полыни (до 18 %), злаковые (до 5 %), маревые (до 3 %) и представители разнотравья. Количество споровых растений составляет 10–20 %, и они представлены спорами сфагновых мхов, папоротников и различными видами плаунов [103].

Следует отметить, что спорово-пыльцевые спектры палинозоны, выделенной в интервале 24,5–29,0 м, в общем, достаточно хорошо коррелируются с палинозоной интервала 16–22 м скважины 4 (микулинские отложения). Основное отличие состоит в значительно большем участии пыльцы карликовой березки в спектрах скважины 1, тем самым указывая на скорее интерстадиальный характер осадков, чем межледниковый, поэтому супеси, вскрытые в данном интервале скважины 10, были отнесены к межстадиальным образованиям ленинградского гори-

зонта.

Осташковский горизонт. Отложения осташковского горизонта имеют практически повсеместное распространение и представлены ледниковыми (или основной мореной, или краевой мореной), флювиогляциальными (потоковым и дельтовым) и ледниково-озерными образованиями осташковской ледниковой эпохи. Возраст ледникового комплекса осташковского горизонта установлен по условиям залегания – на поверхности, во внутренней зоне распространения последнего Скандинавского ледника.

Ледниковые образования, морена основная (g_0lllos) картируется, практически, повсеместно, исключение составляют участки, на которых она перекрыта осташковским водно-ледниковыми образованиями, а также голоценовыми отложениями различного генезиса. Залегая на породах протерозоя плащом неравномерной мощности, эти отложения нивелируют неровности дочетвертичного рельефа.

Мощность основной морены колеблется от 0,5 до 10 м, увеличиваясь до 54 м. В пределах описываемой территории отмечается общее увеличение мощности ледниковых отложений с севера на юг. Наибольшие мощности морены приурочены к депрессиям рельефа кристаллического основания, где она, как правило, перекрыта более молодыми осадками и вскрыта только буровыми скважинами, а также к районам развития холмисто-моренного рельефа. Литологический состав морены разнообразный: чаще всего это пылеватые разнородные и мелкозернистые пески, реже – супеси, редко – суглинки. Содержание в ледниковых образованиях крупнообломочного материала – гальки, гравия, щебня и валунов – как правило плохо окатанных, колеблется от 15 до 75 % (в среднем – 30 %). Наибольшее количество включений отмечается в морене, развитой вблизи выходов дочетвертичных пород. Крупнообломочная фракция представлена щебнем, плохо окатанной галькой и валунами долеритов, гранитов, базальтов, реже – туфосланцев, алевролитов, шунгитоуглистых сланцев, аргиллитов и других пород. Моренные холмы сложены, в основном, разнородными пылеватыми песками и супесями с высоким содержанием (до 45 %) гравия, гальки и валунов.

Минералого-петрографический состав обломков, размер которых колеблется от первых сантиметров до двух метров (в поперечнике), отвечает составу подстилающих морену кристаллических пород, развитых в пределах листа и в сопредельных районах, это обстоятельство указывает на то, что перенос обломочного материала морены на территории листа был незначителен. От состава подстилающих пород зависит и окраска морены. На описываемой территории преобладает морена серых и коричневатых оттенков, что объясняется преобладающим участием в составе коренных пород долеритов, базальтов и гранитов, а в районе развития шунгитосодержащих пород цвет морены темно-серый, почти черный. В разрезе морена неоднородна: верхняя ее часть сложена более рыхлыми породами коричнево-серого цвета, нижняя – более плотными отложениями голубовато-серого цвета. Кроме того, отличаются ледниковые образования и по латерали: на Заонежском полуострове морена содержит значительное количество обломков – до 75 %, а на восточном побережье Заонежского залива – в среднем до 25 %.

Текстура изображения морены на аэрофотоснимках (АФС) средне- или крупномозаичная (в зависимости от микрорельефа) со сглаженными очертаниями отдельных контуров. Дешифровочными признаками являются темный фототон, волнистый рельеф.

Ледниковые образования, морена краевая (g_klllos) развиты в центральной части Заонежского залива (в районе островов Тумбера, Пальяк, Сосновец и др.) и находятся в тесной взаимосвязи с водно-ледниковыми образованиями. Залегает краевая морена на породах протерозоя, ее мощность достигает 25 м. Всколмленный рельеф краевых аккумулятивных образований сильно расчленен, относительная высота холмов составляет 15–20 м, их размеры колеблются от 150 до 1500 м в поперечнике. Моренные холмы, представляющие собой рифы, банки и острова, сложены, в основном, разнородными пылеватыми песками и супесями, реже – суглинками с высоким содержанием (до 45 %) гравия, гальки и валунов. Водно-ледниковые образования краевого комплекса представлены камнями и озоподобными грядами, имеющими северо-западную ориентировку. Они сложены песками разнородными с включением гравия и гальки кристаллических пород (до 50 %).

Друмлины встречающиеся, в основном, на востоке и юго-востоке Заонежского полуострова, в ядре сложены мореной, а в их проксимальном конце нередко наблюдаются выходы коренных пород.

Флювиогляциальные образования. Дельтовый флювиогляциал (f_dlllos) на территории листа имеет ограниченное распространение. Флювиогляциальные дельты развиты в пределах абсолютных отметок от 50 до 90 м и отмечаются у Кажминского, Путкозерского, Тязинского, Типиницкого озера, а картируются у северного конца оз. Падмозера и на мысу Клим Нос. Кроме того, дельтовым гляциофлювиалом сложены о. Мегостров в Заонежском заливе и г. Хиж, рас-

положенная на восточном побережье залива (Челмужская коса). Залегают эти образования на морене, реже – на коренных породах. Мощность дельтового гляциофлювиала колеблется от 10 до 30, а, возможно, и более метров. Они представлены, в основном, песками серовато-коричневыми крупнозернистыми, преимущественно среднезернистыми полимиктовыми, иногда пылеватыми, с включением гравия, гальки и валунов кристаллических пород до 40 %. Часто в них наблюдаются прослои песчано-гравийного материала с содержанием крупнообломочной фракции до 70 % и ленточных глин (мощностью 1–2 м). Дельты возвышаются над окружающей местностью на 20–60 м и имеют слабоволнистые поверхности. Отличительной особенностью этих дельт является присутствие крупных термокарстовых воронок (мыс Клим Нос, г. Хиж), которые хорошо дешифрируются по МАКС. Дельты приурочены к приустьевым частям озовых гряд и в плане имеют веерообразную форму.

На мысе Клим Нос в обнажении описан разрез флювиогляциальной дельты:

9,7–12,8 м – пески коричневатого-темно-серые среднезернистые полимиктовые неяснокослоистые с включением единичного мелкого гравия кристаллических пород;

2,5–9,7 м – пески коричневатого-серые разнозернистые (мелкозернистые) кварц-полевошпатовые хорошо сортированные с гнездами песка среднезернистого сильно ожелезненного;

1,9–2,5 м – глины ленточные; переслаиваются: супеси светло-серые (мощность прослоев – до 2 мм) и суглинки коричневые (мощность прослоев – до 1 мм). Порода плотная, в сухом состоянии разламывается на плитки;

1,2–1,9 м – пески желтовато-серые среднезернистые однородные кварц-полевошпатовые сортированные с включением гравия гранитов, габбро, базальтов хорошей окатанности до 10 %;

0,0–1,2 м – песчано-гравийный материал: пески серовато-светло-коричневые разнозернистые (среднезернистые) кварц-полевошпатовые сортированные с включением гравия и мелкой гальки, часто плохо окатанных, габбро, долеритов, базальтов до 50 %.

Флювиогляциальные образования. Потоковый флювиогляциал (f_lllos) представлен озовыми грядами, широко распространенными на описываемой территории на различных гипсометрических уровнях (от 50 до 150 м). Мощность этих образований, залегающих на морене, в большинстве случаев составляет от 3–5 до 20 м, реже – 30 м.

Верхнюю часть разреза в озах, как правило, слагают грубые осадки: пески разнозернистые желтые, желтовато-коричневые и песчано-гравийно-галечно-валунные отложения, нижнюю – более тонкие осадки. Слоистость в озах косая (преобладает), горизонтальная, облекающая и перекрестная, мощность прослоев колеблется от 2–3 см до 1–2 м. Для озов, в целом, характерно чередование: слоистых и неслоистых осадков, гравелистых и мелкозернистых отложений, галечников и валунических. Причем, слоистость, обычно, наблюдается в нижних интервалах разреза, сложенных более тонкими осадками. Содержание крупных обломков, которые представлены хорошо окатанными гравием, галькой и валунами, достигает 50–80 %. Ориентировка длинных осей гальки и валунов соответствует простиранию озовых гряд. На склонах и вершинах озов наблюдается скопление хорошо окатанных валунов размером 0,3–0,5 м в поперечнике. Петрографический состав валунов различный, преобладают валуны местных пород, часто эти валуны даже отражают состав подстилающих пород.

К западу от д. Савинская (на севере Заонежского полуострова) описан один из наиболее представительных разрезов озовых гряд:

9,2–10,4 м – пески серые мелкозернистые кварц-полевошпатовые сортированные с включением мелкого гравия кристаллических пород;

5,1–9,2 м – пески серовато-коричневые разнозернистые однородные косослоистые с включением гравия, гальки и мелких валунов долеритов, базальтов, габбро до 45 %, с прослоями песчано-гравийного материала мощностью до 20 см;

3,5–5,1 м – песчано-гравийно-валунный материал: пески коричневатого-серые разнозернистые (крупнозернистые) косослоистые; гравий, галька и мелкие валуны базальтов, габбро, долеритов до 50 %; с гнездами песков грубозернистых ожелезненных, с линзами (диаметром до 10 см) черных плотных слоистых супесей;

1,7–3,5 м – пески серые однородные тонкозернистые плотные кварц-полевошпатовые косослоистые (уклон к западу – 10°);

0,0–1,7 м – пески светло-серые разнозернистые (мелкозернистые) однородные кварц-полевошпатовые косослоистые.

На Заонежском полуострове озовые гряды, протягивающиеся к северо-западу от д. Кузаранда, к северу от д. Типиницы, к западу от д. Палтега, западнее д. Савинская, распространены более широко и имеют значительные размеры: длина – от 1 до 13 км; высота – от 5 до 20 м, иногда 30 м; ширина – от 50 до 700 м. На восточном побережье озовые гряды распространены незначительно, их размеры гораздо меньше: длина – до 2,5 км; высота – до 10 м; ширина – до 200 м. Исключением является Челмужская коса протяженностью около 20 км, шириной до

500 м и превышением 15–30 м, песчано-гравийно-галечные образования которой с поверхности перекрыты моренной покрывкой мощностью 1,5–2 м.

Иногда к озовым грядам (Типиницкая, Кузарандовская) приурочены серии крупных термокарстовых воронок.

Озы дешифрируются на АФС по геоморфологическим признакам – хорошо выраженным протяженным извилистым грядам, к которым часто приурочены населенные пункты и дорожная сеть.

Ледниково-озерные образования (lglllos) развиты, в основном, на восточном побережье Заонежского залива, а также приурочены к понижениям рельефа в районе озер Падмозеро, Путкозеро, пос. Великой Губы на Заонежском полуострове, где развиты на небольших площадях. Они слагают плоские и волнистые равнины и камы. Абсолютные отметки распространения этих осадков в пределах равнин колеблются, от 35 до 90 м, а осадки, приуроченные к камовому рельефу, развиты на абсолютных отметках от 60 м на Заонежском полуострове до 150 м на восточном побережье Заонежского залива. Подстилаются эти отложения моренными образованиями осташковского горизонта, реже – протерозойскими породами, а перекрываются – озерными и болотными отложениями голоцена. Мощность ледниково-озерных отложений на равнинах варьирует от 1–3 до 12 м при средней мощности 6–7 м, в камах – соответствует высоте холмов и колеблется от 5 до 15 м, а в районе д. Немино-3 достигает 20 м.

Литологический состав образований, слагающих слабоволнистые равнины, довольно постоянен: по периферии осадки представлены береговыми и прибрежными фациями – песками и галечниками, в центральной части палеобассейна – осадками, соответствующими большим глубинам ледникового озера, глинами, крайне редко – глинами ленточными, слоистость которых обусловлена чередованием глин различного цвета и глин, песков и супесей. Крупнообломочный материал характеризуется хорошей окатанностью.

Камовый рельеф развит, преимущественно, на северо-востоке территории, в районе д. Немино-3. Литологически камы сложены песками желтого и серого цвета различного гранулометрического состава, сортированными, часто – слоистыми. Слоистость, как правило, горизонтальная, часто – параллельная склонам. Она обусловлена чередованием мелкозернистых песков с тонкими прослоями крупнозернистых песков. Содержание крупнообломочного материала (гравий, галька, реже – валуны) колеблется от 3 до 5 %, часто пески безвалунные. Указанные признаки свидетельствуют о преобладающем значении стоячих вод в формировании камовых отложений, но, в то же время, наблюдающаяся, местами перекрещивающаяся слоистость указывает на незначительную роль текущих вод, выразившуюся в приносе осадков во внутриледниковый водоем. В районе д. Немино-3 поверхность отдельных камов перекрыта чехлом абляционной морены (мощностью до 2 м), представленной суглинками с включением гравия, гальки и валунов кристаллических пород до 15–20 %.

На АФС ледниково-озерные отложения дешифрируются по серому фототону, пятнистому рисунку и зернистой текстуре. Текстура изображения в местах развития камов представляет собой беспорядочное чередование округлых и удлиненных пятен различного оттенка серого цвета.

ГОЛОЦЕН

Среди образований голоцена выделяются озерные (нижняя, средняя и верхняя части), а также нерасчлененные озерные, аллювиальные и биогенные образования.

Озерные отложения слагают обширную равнину, имеющую уклон в сторону Онежского озера, которая осложнена хорошо выраженными в рельефе береговыми валами, косами, уступами и террасами. В пределах листа на основании данных стратиграфии, палинологии, палеогеографии и с помощью археологических методов выделены три террасовых уровня, сформировавшиеся в пребореальную и бореальную, атлантическую, а также в суббореальную и субатлантическую климатические стадии. Кроме того, на основании данных по стратиграфии, палеогеографии и по возрасту стоянок первобытнообщинного человека, выделены три части голоценовых озерных отложений, расположенных северо-западнее границы листа на Оровском полуострове [67].

Озерные образования нижней части голоцена (II¹) VII–IX зоны Поста представлены песками разнозернистыми (мелкозернистыми) светло-желтовато-серыми, редко с прослоями гравия и гальки, залегающими на абсолютных отметках 55–62 м и слагающими пятую террасу, и на абсолютных отметках 47–55 м, слагающими четвертую террасу Онежского озера. Озерные осадки весьма близки к мелкозернистой морене по минералогическому и химическому составу, что свидетельствует об их образовании за счет размыва последней. Залегают они на ледниково-

озерных образованиях, а перекрываются более молодыми озерными, аллювиальными или био-генными образованиями. Мощность осадков – 3,0 м.

Результаты палинологических исследований [99] позволяют отнести образование этих осадков к пребореальному и бореальному времени (IX, VIII зоны Поста). Это подтверждается и датировками базальных слоев сапропеля (9 340±60 лет до н. э. (ЛЕ 6791)) в ламбе у д. Немино на высоте 59 м (Демидов, 2006). На сопредельной с северо-запада территории основанием определения возраста пятой террасы (10,2–9,3 тыс. лет) послужила пыльца хорошей сохранности, представляющая, в основном, перегляциальный комплекс с комплексом пыльцы растений-пионеров. Возраст 9,3–7,7 тыс. лет был установлен при археологических раскопках поселений, найденных на четвертой террасе [55].

Озерные образования средней части голоцена (I^{H2}) IV–VI зоны Поста представлены песками серовато-желтыми мелкозернистыми хорошо сортированными, иногда горизонтальнослоистыми, мощностью до 6 м. Располагаются на абсолютных отметках 41–47 м, слагая третью террасу Онежского озера. Залегают они на озерных осадках бореального, пребореального возраста и редко – на ледниковых и ледниково-озерных образованиях осташковского горизонта, а перекрываются – суббореальными озерными отложениями. Мощность песков достигает 6 м.

Возраст осадков, на основании археологических методов, определен как 7,7–4,7 тыс. лет, а по спорово-пыльцевым спектрам (обилие пыльцы и постоянная примесь пыльцы древесных пород – дуба, вяза, липы, лещины, хмеля, разнотравья), они отнесены к атлантическому времени [55].

Озерные образования верхней части голоцена (I^{H3}) I–III зоны Поста, занимающие абсолютные отметки 37–41 и 33–37 м и слагающие, соответственно, вторую и первую террасы Онежского озера, представлены песками желтовато-серыми разнозернистыми хорошо сортированными, чередующимися с редкими гравийно-галечными прослоями. Залегают эти осадки на озерных отложениях атлантического возраста или на отложениях позднего бореала. Общая мощность песков достигает 2,5 м. На основании спорово-пыльцевых комплексов они отнесены к суббореальному и субатлантическому возрасту. Возраст осадков, слагающих вторую террасу (4,7–2,5 тыс. лет) определен археологическими методами и, кроме того, на основании особенностей спорово-пыльцевых спектров, свойственных суббореальному времени. Возраст первой террасы – 2,5 тыс. лет – определен на основании геоморфологического положения и характера спорово-пыльцевых спектров [55].

Береговые террасы Онежского озера, расположенные на Заонежском полуострове, не отражены на геологической карте четвертичных образований из-за их незначительной ширины, но они достаточно хорошо датируются с помощью археологических методов. Так, на территории музея-заповедника «Кижский», располагающегося на южной оконечности Заонежского полуострова, островах Кижского архипелага и другим примыкающим к полуострову островам известно около 50 археологических объектов, которые являются частью историко-культурного наследия этого района. Следы пребывания здесь древних людей сохранились в виде многочисленных памятников археологии – остатков поселений и погребений, которые приурочены к древним береговым линиям различного стояния Онежского палеозера, к участкам выше полосы прибоя и, чаще всего, располагаются на современных абсолютных отметках 35–41 м. Обнаруженные археологические находки характерны для различных этапов второй половины каменного века – от позднего мезолита до энеолита. В ходе раскопок Вожмарихинской группировки были взяты образцы угля, которые позволили получить ряд радиоуглеродных определений из кострищ – 4 900±130 лет (ЛЕ-6798), 5 560±45 лет (ЛЕ-6604), а также из культурного слоя – 6 410±50 лет (ЛЕ-7231) [19].

Озерные образования (I^H), выделенные в пределах суши, незначительно распространены как на Заонежском полуострове, так и на восточном побережье Заонежского залива, они приурочены, в основном, к крупным озерам – Яндомозеро, Падмозеро, Путкозеро, Тубозеро или развиты по их периферии. Они связаны как с современными, так и с реликтовыми озерами, ныне сократившими свою акваторию или полностью исчезнувшими. Озерные осадки занимают пониженные участки, прилегающие к существующим акваториям и картируются, как правило, на абсолютных высотах, не превышающих 45–55 м. Отложения, связанные с голоценовыми озерами, слагают днища озерных котловин, узкие пляжи шириной 7–25 м, редко – 35–40 м. Озерные отложения, представленные сортированными песками, реже – песчано-гравийно-валунным материалом, редко – суглинками, глинами, илами, залегают на ледниковых и ледниково-озерных образованиях осташковского горизонта, а перекрываются – болотными отложениями, что позволяет время их формирования отнести к голоцену. Пески, в основном, мелкозернистые и среднезернистые, сортированные, желтоватых оттенков, иногда с включением гравия и гальки кристаллических пород. Часто в озерных образованиях отмечается характерная горизонтальная

слоистость. Вскрытая мощность озерных осадков в пределах суши составляет 5–8 м.

Биогенные образования (пlH) (пlH), представленные торфом, повсеместно развиты по всей площади на абсолютных высотах от 35 до 160 м, но крупнейшие массивы тяготеют к высотам порядка 40–70 м. Залегают торф на различных образованиях, но обычно на морене, ледниково-озерных и современных озерных осадках. Образование торфа происходило и происходит за счет зарастания мелководных губ и заливов Онежского озера и озер (Яндомозеро, Тубозеро), а также мелких послеледниковых озер-реликтов, о чем свидетельствуют залегающие в основании торфяников ледниково-озерные и озерные пески и глины. Торф сфагновый и травяно-сфагновый, местами – с сосной и березой, слабой и средней степени разложения. Окраска торфа, в зависимости от степени разложения, изменяется от серовато-коричневой до темно-бурой и черной. Большинство болот торфяно-глеевые верхового, реже – смешанного типа. Мощность торфа составляет в среднем 0,5–2 м, иногда достигает 4 м.

Биогенные отложения хорошо дешифрируются на АФС по мелкозернистой текстуре изображения, обусловленной грядово-мочажинным микрорельефом.

По последним данным базальные слои торфа болота Васильевское на острове Кизи имеют абсолютный возраст $2\ 770 \pm 160$ лет, в болоте Боярщина – $1\ 630 \pm 80$ лет, а в болоте Замощье – $6\ 580 \pm 80$ лет [8].

Из всего вышесказанного можно сделать вывод, что развитие торфяно-болотных отложений началось в атлантический период и продолжается до настоящего времени.

Аллювиальные образования (aH), приуроченные к долинам и руслам рек, имеют незначительное распространение вследствие молодости гидросети и представлены русловыми и пойменными фациями. Русловые образования прослеживаются по всем водотокам территории, пойменные же картируются только по долинам наиболее крупных рек – Немина и Шалица. Залегают эти отложения на осадках различного возраста и генезиса, изредка перекрываются торфом. Мощность отложений – до 1,5 м. Аллювий представлен хорошо сортированными песками, в порожистых потоках – валунно-галечным материалом, а в низовьях рек – глинистыми песками и суглинками. Аллювиальные отложения местами обладают косой и линзовидной слоистостью. Крупнообломочная фракция характеризуется хорошей окатанностью. Ограниченное развитие аллювиальных объясняется слабым развитием речной сети и преобладанием речной эрозии над аккумуляцией. Возраст аллювиальных отложений может быть отнесен к голоцену.

У подножий гряд и на склонах крупных возвышенностей формируются элювиально-делювиальные шлейфы, сложенные глыбами (от 0,5 до 5 м) кристаллических пород. Осыпи занимают площади до нескольких десятков квадратных метров и в масштабе карты не выражаются.

Дешифровочными признаками озерных отложений являются светлый фототон на АФС, приуроченность к берегам современных озер, часто ограниченными абразионными уступами, и наличие береговых валов.

В пределах акватории Онежского озера в составе голоценовых озерных отложений, плащеобразно перекрывающих ледниковые образования осташковского горизонта, по условиям преобладающих геологических агентов и процессов, выделяется ряд генетических подтипов и парагенезов озерных образований – нефелоидные, волновые, перлювиальные, перлювиальные и волновые, флювиальные и нефелоидные отложения. Связано это с фациальными замещениями или совместным пространственным нахождением, обусловленным сходством обстановок озерного седиментогенеза.

Возраст голоценовых озерных осадков установлен на основании спорово-пыльцевых анализов колонок донных отложений [28], в которых уверенно выделяются палинологические комплексы, характеризующие атлантическую, суббореальную и субатлантическую климатические стадии голоцена.

Озерные флювиальные и нефелоидные образования (lf,lnH) имеют довольно узкое распространение в Кузарандском Онего, юго-западнее о. Иванцов, в пределах Пяльмского Онего они имеют более широкое распространение и ограничены глубинами 20 м. Отложения представлены песчано-алевритовыми пелитами, причем содержание пелитовой составляющей увеличивается с глубиной. Мощность отложений не превышает 5 м.

Озерные перлювиальные и волновые образования (lp,lvH) приурочены к зонам мелководья с активной гидродинамикой – зоны мелководья по периферии островов, располагающихся на юге Повенецкого залива (Заячь, Поростров, Мудростров, Петростров, Кайнос, Мегостров), а также мелководные зоны по периферии Заонежского полуострова. Мощность перлювиально-волновых осадков – 1–4 м; литологический состав всецело зависит от образований, слагающих прибрежные территории, подстилающих материнских отложений (в основном, ледниковые и ледниково-озерные образования) и степени гидродинамической активности на конкретном уча-

стке акватории. В большинстве случаев отложения представлены песчаными галечниками и гравийниками с валунами, реже, при низкой гидродинамической активности, сильно опесчаненными пелитами с рассеянной галькой, гравием и редкими валунами.

Озерные перлювиальные образования (lpH) имеют ограниченное распространение в прибрежных частях акватории Онежского озера у южной оконечности Заонежского полуострова в местах выхода ледниково-озерных и моренных позднеплейстоценовых образований, а также вдоль некоторых участков восточного берега Заонежского залива. Область их распространения ограничена глубинами 10 м. Мощность перлювиальных отложений не превышает 5 м. Эти отложения представлены серыми и темно-серыми песчаными осадками с примесью грубообломочного материала и незначительным количеством материала тонкой фракции, являясь, по своему происхождению, продуктами переработки моренных образований. По характеру сейсмоакустической записи [83] перлювиальные отложения очень близки к волновым, представляя собой затемненный фон с неяснвыраженной прерывистой (пунктирной) слоистостью.

Озерные волновые образования (lvH) распространены ограничено, преимущественно на глубинах до 10 м вдоль восточного побережья Заонежского залива и на мелководных участках, обрамляющих Западную и Восточную Челмужские косы и в Толвуйском Онего, а мощность этих отложений колеблется в пределах 1–5 м. Залегают они как на коренных породах вблизи береговой линии, так и на более древних четвертичных образованиях. На сейсмоакустических записях они характеризуются затемненным фоном со слабовыраженной пунктирной слоистостью [83]. Представлены волновые отложения, преимущественно, песчаными разностями с различным содержанием грубообломочного материала, содержание которого уменьшается по мере удаления от береговой зоны. На участках акватории, примыкающих к мысам, волновые осадки представлены преимущественно валунно-галечными образованиями с незначительным содержанием песчаных разностей, играющих роль заполнителя, в то время как на более удаленных от берега участках содержание крупнообломочного материала уменьшается вплоть до единичных включений, также уменьшается размерность песчаных частиц, а содержание алевритовой и пелитовой составляющих возрастает.

Озерные нефелоидные образования (lnH) развиты в центральной части Заонежского залива, восточной части залива Большое Онего, в южной части Повенецкого залива, в центральной части Челмужской губы, а также в локальных депрессиях дна узких губ и заливов Шхерного района и на наиболее глубоководных участках акватории на глубинах от 10–20 до 50 и более метров. Залегают они, как правило, на ледниково-озерных и ледниковых образованиях остатков горизонтов. Мощность нефелоидных отложений варьирует от первых до 10 м. По результатам сейсмоакустического профилирования они выделяются в первый сейсмостратиграфический комплекс [83] и разделяются на две сеймопачки, верхняя из которых (ССП-1-1) отличается практически прозрачной сейсмозаписью, отвечающей водонасыщенным и очень слабо стратифицированным осадкам, а нижняя (ССП-1-2) характеризуется более затемненной пунктирнослоистой сейсмозаписью, соответствующей более уплотненным отложениям. Осадки представлены, преимущественно, гомогенными слоистыми глинами (пелитами) и илами, зачастую в них присутствует примесь песчаной и/или алевритовой составляющих, что переводит их в ранг микститов. Нефелоидные осадки имеют серый до темно-серого с зеленоватым оттенком цвет, а слоистость подчеркнута изменением окраски отдельных слоев. Нередко, обычно на глубинах более 20 м, с поверхности наблюдаются тонкие (до 1 см) железистые стяжения в виде корочек и их фрагментов [28, 33, 83].

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ

Для построения литологической карты поверхности дна акватории Онежского озера в рамках листа Р-36-ХVIII были использованы фондовые данные [50], а также обобщенные опубликованные данные других исследователей [28, 33] о типах грунтов, гранулометрии, химическом и минеральном составе донных отложений.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ СОВРЕМЕННОГО СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

Акватория листа Р-36-ХVIII расположена в умеренном климатическом поясе, в зоне избыточного увлажнения со специфическими условиями осадкообразования, которые характеризуются преобладанием физического выветривания в областях питания и замедленным темпом химических и биологических процессов в водной среде и осадках. В географическом плане акватория Онежского озера в пределах рассматриваемого листа разделяется на 9 лимнических областей, рельеф и микрорельеф дна которых, а также абразионные процессы, развитые в пре-

делах береговых зон и деklinальных районов озерной котловины, контролируют распределение современных осадков.

В целом, для Онежского озера характерно разделение на два морфологических района: северный, связанный с фьордовым характером берегов и кристаллическим субстратом, и южный, где четвертичный рельеф формировался уже на осадочных породах платформенного чехла. Рельеф дна озера относительно выровненный с незначительными изменениями глубин, наибольшие из которых (более 50 м) фиксируются в заливе Большое Онего на юго-западе листа. Наименьшие глубины (до 20 м) отмечаются в Шхерном районе, в глубоко врезающейся в Заонежский полуостров Великой Губе. У южного побережья Заонежского полуострова располагается так называемая система Кижских шхер – архипелаг островов и небольших луд (мелководные каменистые мели), располагающихся в узком проливе между Заонежским полуостровом и Большим Клименецким островом.

Прибрежная зона наиболее мелководная, максимально подвержена влиянию процессов на водосборе, в том числе прямому антропогенному воздействию. Воды прибрежной зоны в период легкой стратификации благодаря мелководности, как правило, перемешиваются до дна, взмучивая и перераспределяя осадки. Активная гидродинамика, в конечном счете, способствует выносу большей части тонких осадков и загрязняющих веществ в более глубоководные зоны озера.

Для деklinальной зоны наиболее характерны нисходящие движения воды в период термического бара, благодаря которому в придонные слои поступают взвешенные частицы. В деklinальной зоне скапливается наибольшее количество органического вещества, поступающего в водоем в течение года, а его перенос по акватории в более глубоководные области происходит медленно за счет слабых горизонтальных течений в гипolimнионе [1]. Здесь происходит первоначальное накопление органического вещества и его минерализация, а также значительно возрастает потребление растворенного в воде кислорода на деструктивные процессы, приводящие к его дефициту в придонной части.

Две остальные зоны – профундальная и ультрапрофундальная – представляют собой самую консервативную область озера, все лимнические процессы в которой замедлены в виду наименьшей прогреваемости водных масс. Это области озерной седиментации – формирования основного пула органического вещества в водной толще и озерных илов на дне.

Таким образом, в двух мелководных зонах осадконакопление происходит в обстановках преимущественно волнового и флювиального морфолитогенеза, а также переходного типа между ними, где осадочные образования, вне зависимости от их первичного возраста и генезиса, подвергаются наибольшей переработке и выносу тонкообломочного материала в более глубоководные зоны, являющиеся областями максимального осадконакопления, преобразования и трансформации осадочного материала.

Абразия берегов развита преимущественно на восточном берегу Заонежского залива. В районе Челмужской губы отчетливо прослеживаются клифы, большей частью мертвые, но есть и активные, выработанные в современных озерных отложениях. Данные по скорости отступания берегов Онежского озера отсутствуют. Абразия дна озерной котловины проявляется в зонах с активной гидродинамикой – прибрежные зоны Кузарандского и Пяльмского Онего, Челмужская губа и Шхерный район.

Существенный дефицит обломочного материала, поступающего в Онежское озеро, приводит к тому, что современное осадконакопление сосредотачивается, преимущественно, в депрессиях донного рельефа.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОСАДКОВ

Для донных отложений основным классификационным признаком является гранулометрический состав. На литологической карте поверхности дна акватории выделены осадки трех гранулометрических типов: моногранулярные, бигранулярные, тригранулярные (микститы), распределение которых по дну озера весьма неоднородно.

Моногранулярные (однородные) осадки, сложенные на 75 % и более, одной доминирующей фракцией, представлены грубообломочными образованиями, песками и пелитами.

Моногранулярные грубообломочные (гравий, галька) (ГРГ) отмечаются в зонах мелководья с активной гидродинамикой, но на рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение и встречены только вдоль побережья Пяльмского Онего до глубин 1–1,5 м, а также у островов Заячьих и Мудроостров. Образование этих осадков происходило вследствие размыва моренных и ледниково-озерных образований и выноса мелкообломочного материала в более глубоководные части озера.

Моногранулярные песчаные осадки (П) распространены у восточного побережья острова Большой Климецкий в Малом Онего, а также в районе Западной и Восточной Челмужских кос, Челмужской губы и, кроме того, слагают вытянутые в субмеридиональном направлении луды, протягивающиеся на юг от Западной Челмужской косы, где в условиях интенсивной гидродинамической активности они покрывают относительно выровненные площади.

Моногранулярные пелиты (Пл) распространены на площади листа крайне незначительно – на юго-западе, в заливе Большое Онего в интервале глубин озера 20–50 м. Формирование пелитовых отложений определяется стабильной слабой гидродинамической активностью придонного слоя без какого-либо влияния волновых процессов, в результате чего происходит осаждение взвешенных веществ из различных миграционных потоков, в том числе и под влиянием гидробиологических процессов.

Бигранулярные (переходные) осадки представлены преобладающей (от 50 до 75 %) и дополняющей (25–50 %) размерными группами фракций. На рассматриваемой территории они имеют наибольшее распространение, а их распределение по поверхности дна достаточно уверенно контролируется формами рельефа дна и морфологическими типами береговой зоны. В то же время, геоморфологический фактор, контролирующий современный седиментогенез, сложным образом сочетается с местными гидрологическими параметрами среды, такими, как характер течений и степень волнения, а также с типами дочетвертичных пород и четвертичных образований, слагающими прибрежные территории и дно акватории, интенсивностью воздействия на береговые зоны и дно абразионных и эрозионных процессов. Эти отложения представлены гравийными, песчаными, алевритовыми и пелитовыми разновидностями.

Галечно-гравийные пески ((Г,Гр)П), представленные разнозернистыми фракциями, протягиваются полосой от 0,5 до 2,5 км вдоль побережья Заонежского полуострова и восточного берега Заонежского залива, вокруг о. Большой Климецкий, а также в Шхерном районе на глубинах до 10 м. Формирование осадков происходит в зоне интенсивного волнового воздействия с выносом тонкого материала в более глубокие части акватории.

Алевритовые пески (АП) наибольшее распространение получили вдоль побережья Пяльмского Онего, а также юго-восточнее Западной Челмужской косы, где на склонах озерной котловины они залегают гипсометрически ниже моногранулярных и галечно-гравийных песков на глубинах от 5 до 15 м. Представлены они, преимущественно, мелко-тонкозернистыми разновидностями с присутствием алевритовой составляющей. Формирование алевритовых песков происходит в областях, где с глубиной воздействие гидродинамической активности на процессы аккумуляции осадка затухает и происходит осаждение более тонких фракций. Однако за счет взмучивания осадка в периоды штормов и короткопериодных волнений часть взвеси выносятся. Гипсометрически ниже алевритовые пески переходят в пелитовые алевриты или в алевритовые и пелитовые микститы.

Пелитовые алевриты (ПлА) развиты в западной части акватории озера на глубинах от 10 до 20 м, где они сменяют пески и далее гипсометрически ниже переходят в пелито-песчано-алевритовые микститы. Данные образования представляют собой реликтовые образования позднего плейстоцена, интенсивно переработанные современными гидродинамическими и биологическими процессами.

Песчаные пелиты (ППл) занимают незначительные площади и закартированы только на юго-западе листа в заливах Большое и Малое Онего. Доля песчаной составляющей в осадках колеблется в широких пределах (от 20 до 45 %).

Алевритовые пелиты (АПл) также имеют довольно узкое распространение, протягиваясь полосой шириной 1,5–2,0 км вдоль побережья Толвуйского Онего и северной части Кузарандского Онего. Они приурочены к склонам озерной котловины и отдельным впадинам, где преобладают условия нестабильной преимущественно слабой гидродинамической активности, а также с преобладанием в литодинамических процессов транспортировки и аккумуляции.

Тригранулярные осадки (микститы), состоящие из трех фракционных групп, относятся к смешанным осадкам. Они содержат взаимодополняющие размерные группы фракций в количестве от 25 до 50 % каждую, сопутствующие – от 10 до 25 %. Сортировка осадков плохая, гранулометрический коэффициент по методу Траска составляет $Hr > 0,75$, кумулятивные кривые в основном би- и полимодальные. Формирование этих отложений обусловлено совокупностью различных динамических процессов.

На карте выделяются следующие разновидности микститов: *алеврито-пелито-гравийные, галечные, валунные (АПл(ГрГВ))*, *пелито-песчано-алевритовые (ПлПА)*, *алеврито-песчано-пелитовые (АПлПл)*. Эти осадки, в значительной мере, формируются за счет избирательного выноса мелкозема. Они выполняют значительные по площади пространства между районами распространения осадков переходного типа, связаны с ними и между собой фаціальными перехо-

дами.

Распределение крупнообломочных микститов и содержащих практически весь фракционный ряд от пелитов до валунов, тесным образом связано с размывом выходов моренных валунных суглинков на поверхность дна, что собственно и определяет положение этого типа донных осадков в пределах акватории по периферии этих выходов (часть акватории южнее мыса Лейнаволок). Мелкообломочные микститы распространены в широком диапазоне глубин – от 15 до 50 м и заполняют самые различные формы рельефа дна – от субгоризонтальных поверхностей дна открытой части озера и губ до крутых склонов озерной котловины.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В зависимости от происхождения и вещественного состава исходного материала среди озерных осадков изученной акватории листа выделены следующие вещественно-генетические типы: обломочные, палимпсестово-обломочные и хемогенно-обломочные.

Обломочные отложения наиболее широко развиты и занимают более 90 % площади дна (крапом на карте не выделяются). Основными источниками обломочного материала являются продукты береговой и донной абразии. При этом значительная часть обломочных частиц первоначально оседает в губах, заливах или вблизи берегов. Попадая в зону волнения и течений, обломочный материал начинает перераспределяться по площади дна в соответствии с гидравлической крупностью частиц и в зависимости от морфологии дна до соответствующего им энергетического уровня. Перенос обломочного материала при формировании осадков осуществляется путем волочения-качения по дну, сальтацией и во взвеси. В первом случае перемещаются гравийные и, частично, песчаные разности. Путем сальтации происходит перенос алевритовых и мелкопесчаных фракций. Тонкоалевритово-пелитовые разности осадков переносятся исключительно во взвеси. Определяющим фактором обломочной седиментации для осадков до глубины до 20–25 м, где отлагаются в основном песчаные осадки, является береговой снос. На переходных глубинах от 25 до 35 м сложно сочетаются как волочение осадков по поверхности дна, так и осаждение их из взвеси. На этих глубинах происходит накопление осадков песчано-алевритово-пелитовых фракций. На глубине свыше 35 м накапливаются пелитовые осадки, выпадающие из взвеси.

Палимпсестово-обломочные осадки формируются в процессе размыва неоплейстоценовых образований и характеризуются плохой сортировкой и широким диапазоном гранулометрических фракций. Для изученной акватории типичным представителем палимпсестово-обломочных осадков являются микститы, в составе которых несколько преобладают песчаные разности, в меньших количествах присутствуют алевритово-пелитовые фракции.

К *хемогенно-обломочному генетическому типу* относятся осадки, в которых присутствуют железо-марганцевые образования (ЖМО), которые встречаются на дне Онежского озера довольно часто. В Онежском озере железонакопление происходит, преимущественно, в профундали, где рудные корки встречаются повсеместно, но в единичных случаях они были обнаружены на глубинах 15–25 м. Выделяются следующие морфотипы ЖМО: корки обрастания терригенного материала, рудные натёки, бобовые и пороховидные руды, конкреции неправильной формы. Для ЖМО Онежского озера характерно дифференцированное накопление железа и марганца и отделение этих элементов друг от друга в процессе диагенеза. Среднее содержание марганца в рудных образованиях составляет 4,34 %, железа – 30,84 %, фосфора – 0,83 %. Часть конкреций, очевидно, является реликтовыми образованиями. Наряду с хемогенными рудными образованиями в песках и алевритах встречается незначительная примесь магнетита, вымываемого из прибрежных отложений [33].

МИНЕРАЛЬНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Минеральный состав поверхностных донных отложений зависит от петрографического состава пород областей сноса. Выход тяжелой фракции в осадках изменяется в зависимости от близости суши, дальности переноса и гидродинамических условий зоны седиментации.

Тяжелая фракция из осадков прибрежной и деклинальной зон характеризуется достаточно высоким выходом породообразующих минералов и повышенными содержаниями гематита. В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, титанистые минералы (сфен, лейкоксен, рутил). Эпизодически встречаются ставролит и кианит.

Для тяжелой фракции озерных отложений профундали и ультрапрофундали характерны высокий выход породообразующих минералов и повышенное количество лимонита, ильменита и магнетита.

Химические элементы-примеси попадают в донные осадки с терригенным обломочным материалом, поступающим с суши, путем выпадения из взвеси, а также за счет перемыва подстилающих слоев. В целом, для осадков Онежского озера характерны близкие к кларковым концентрации микроэлементов. Средние значения содержаний микроэлементов, как правило, возрастают от грубозернистых осадков к тонким.

ОРГАНИЧЕСКОЕ ВЕЩЕСТВО В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Содержание органического вещества в осадках Онежского озера обусловлено двумя причинами – гранулометрическим составом осадков и их возрастом. Величины среднего содержания органического вещества возрастают от грубозернистых к тонкодиспергированным, что является общей закономерностью для всех крупных континентальных водоемов [33]. С увеличением концентрации возрастает и диапазон его содержания. Количество азота возрастает с увеличением органического углерода. Несмотря на общую тенденцию к накоплению органического вещества в глубоководной части озера, в распределении его по площади профундали не наблюдается однородности. Осадки с содержанием илистой фракции от 2 до 3 % занимают значительную часть глубоководной зоны Заонежского залива. Наиболее высокое содержание органического углерода в донных отложениях зафиксировано [33] в Шхерном районе, проливах Кижского архипелага (5,8 %) и в южном конце пролива между берегом и Большим Климецким островом (5,1 %).

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЗМ

Магматическими комплексами сложена значительная часть площади листа Р-36-ХVIII. Состав этих образований широко варьирует от ультрамафитов до лейкогранитов, а их формирование происходило в возрастном диапазоне ранний архей–ранний протерозой.

АРХЕЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Формирование архейских плутонических образований относится к нерасчлененному саамско–среднему лопию. Они представлены разнообразными по составу и генезису гранитоидами, многообразными морфологическими типами мигматитов по различному субстрату. Они слагают значительную часть Водлозерского домена, являющегося реликтом континентальной коры, образовавшейся в раннеархейскую, наиболее раннюю для Балтийского щита стабилизацию. Блок, в целом, сложен плотной саамской ультраметаморфической корой, частично переработанной лопийскими гранитоидами.

СААМСКО-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа эти образования представлены **плутоническим мигматит-плагиогранитовым водлинским комплексом** ($mpu;pySM-LP_2v$), мигматизированным в среднем, возможно, позднем лопии, слагающим Водлозерский блок Восточно-Карельской структурно-формационной зоны. Породы комплекса развиты в юго-восточной части площади, слагая большую часть Водлозерского блока и являясь основанием для последующих магматитов этого района.

В составе пород комплекса присутствуют разности, которые могут быть отнесены к ТТГ (тоналит-трондъемит-гранодиоритовому) комплексу при широком развитии процессов мигматизации. Водлинский комплекс представлен группой пород, являющихся продуктом палингено-анатектической проработки архейского субстрата: гранодиоритами, тоналитами, плагиогранитами, мигматитами с реститами гнейсов и амфиболитов разного состава и генезиса, мигматитгранитами. Структурно породы комплекса образуют складчато-блоковое поднятие, осложненное разноориентированными складками. Описываемые образования прослежены в обнажениях и вскрыты в скважинах 63, 80. Породы комплекса интродуцированы ультрамафит-мафитовыми породами Бураковского плутона и гранитоидами рагнозерского комплекса. В зонах экзоконтакта Бураковской интрузии гранитоиды водлинского комплекса интенсивно катаклазированы, милонитизированы, эпидотизированы, на отдельных участках ороговикованы и окварцованы.

На значительной части территории из-за плохой обнаженности литологические разности комплекса выделены на основании интерпретации геофизических данных. Плагиогранитам соответствует отрицательное магнитное и однородное гравитационное поля, мигматитам с реститами гнейсов и амфиболитов – слабое положительное магнитное поле и относительно низкое гравиметрическое поле с незначительными локальными аномалиями.

Чередующиеся разности пород водлинского комплекса, вскрытые скважиной 80, пробуренной к югу от пос. Римское, представлены до глубины 6,6 м биотитовыми плагиогранитами кремово-серыми массивными равномерносреднезернистыми. Содержание биотита – до 7 %, кварца – до 30–35 %, К-Na полевого шпата – до 15 %. В интервале 4,6–4,9 м отмечается линза плагиомикроклинового мигматита. По кривой ГК от нижележащих пород биотитовые плагиограниты отличаются относительно повышенным значением радиоактивности (до 45–50 мкР/ч). Далее, до глубины 15,2 м вскрыты гранодиориты с постепенным переходом от серых до розоватых массивные, с такситовой текстурой на отдельных участках. Гнейсовидность слабо выра-

жена, имеет угол 85° к оси зерна. Значения по ГК понижаются до 32–37 мкР/ч. Породы слабо и неравномерно мигматизированы (участки мигматизации отражаются повышением значений по гамма-каротажу). Состав пород в пределах мигматизированных участков плагиомикроклиновый, зернистость пород неравномерная – от мелко- до крупнозернистых и пегматоидной. Границы плагиогранитов с гранодиоритами чаще постепенные, иногда довольно четкие, но неровные, извилистые. Мигматитовый материал имеет, чаще всего, прожилковидную, гнездовидную форму. Прожилковидные новообразования пегматоидного плагиомикроклинового гранита (неосомы) с оторочкой меланосомы существенно биотитового состава мощностью 2–3 см.

В пределах площади среди немигматизированных пород комплекса преобладают в разной степени огнейсованные плагиограниты и гранодиориты. Гнейсовидность пород имеет, преимущественно, северо-восточное простирание ($10\text{--}40^\circ$) с углом падения в восточных румбах от 30° до 60° .

Макроскопически гранодиориты серые, зеленовато-серые среднезернистые. Гнейсовидность обусловлена субпараллельным расположением чешуек биотита или пластинок амфибола и вентенообразных зерен кварца. Плагиограниты разномасштабные розовато-серые со слабой гнейсовидностью. Структура пород, преимущественно, гетерогломеробластовая с элементами лепидограно- и порфиробластовой (плагиоклаз, микроклин) и катакластической. Плагиограниты, как правило, отличаются более однородной структурой – бластогипидиоморфнозернистой. Состав пород характеризуется ассоциацией плагиоклаз+кварц+биотит±эпидот, хлорит, микроклин, мусковит. Плагиоклаз (до 50–60 %) в плагиогранитах представлен олигоклазом, реже – альбит-олигоклазом. Количество ксенобластического кварца – до 25–35 %. Разновидности с меньшим количеством кварца и плагиоклазом повышенной основности с биотитом до 10–15 % или без него переходят в тоналиты. Второстепенные и вторичные минералы: биотит – 1–7 %, редко – до 10–15 %, хлорит – до 5–7 %, эпидот с цоизитом – до 2 %. Акцессорные минералы: титанит, лейкоксен, апатит, рутил, гранат, магнетит, пирит, циркон. В диоритах количество темноцветных минералов составляет 5–20 %, плагиоклаз более основной, биотит относится к основным минералам, ±горнблендит. Последний последовательно замещается при диафорезе биотитом, эпидотом, хлоритом. По краям зерен роговую обманку могут замещать актинолит и куммингтонит. Среди акцессориев преобладают титанит и апатит. Плотность плагиогранитов – $2,6\text{--}2,7\text{ г/см}^3$, диоритов – $2,7\text{--}2,8\text{ г/см}^3$.

Относительно немигматизированные породы водлинского комплекса, интрузирующиеся всеми протерозойскими магматитами, составляют меньшую долю суммарного объема комплекса, на площади преобладают, в различной степени, мигматизированные разности.

Интенсивно мигматизированные тонкополосчатые породы комплекса погружаются под осадки туломозерской свиты палеопротерозоя, которые залегают с угловым и стратиграфическим несогласием. Структурно этот блок представляет собой сложно дислоцированный сегмент коры, разбитый серией разрывных нарушений. Часть из них залечена дайками пудожгорского комплекса.

Мигматиты комплекса представляют собой полимигматиты разновозрастных гранитов [50] как по диоритам, так и по плагиогранитам с реститами гнейсов, амфиболитов. Все они связаны постепенными переходами друг с другом и совместным развитием по площади. Они прерывистой цепочкой тянутся с севера на юг в пределах выходов архейского фундамента на поверхность. Прослежены эти выходы в обнажениях, вскрыты скважиной 80 с глубины 15,2 м до забоя (50,3 м). Плагиомикроклиновые мигматит-граниты образуют чрезвычайно неравномерные по строению и составу интервалы. Мелко-среднезернистая массивная текстура пород перемежается с такситовой – мелко-среднезернистые разности переходят в крупно-среднезернистые с порфиробластическим обликом. Размер порфиробластов полевого шпата (плагиоклаза, микроклина) достигает 3×2 см, часто визуально просматривается пертитовое строение зерен калиевого полевого шпата. В межзерновом пространстве развиваются гидроокислы железа, окрашивая породу в буроватые тона. На отдельных участках граниты приобретают пегматоидный облик с размером зерен полевого шпата до $4,5\times 3,5$ см. Калиевый полевой шпат характеризуется зеленоватым оттенком. На некоторых интервалах отмечаются реликты палеосомы. На кривой гамма-каротажа мигматит-граниты фиксируются неравномерной пилообразной кривой с разбросом значений от 35 до 67 и до 80 мкР/ч в конце интервала.

Среди мигматитов преобладают [50] порфиробластические и полосчатые разности, реже встречаются небулиты и агматиты, характерные для участков с повышенной проницаемостью (зон разломов и др.). Минеральный состав мигматитов варьирует в широких пределах: плагиоклаз – 30–75 %, микроклин – 10–45 %, в среднем – 15–30 %, кварц – 30–55 %. С мигматизацией связано развитие порфиробластического и интерстиционного кислого плагиоклаза и микроклина с коррозийным метасоматическим воздействием на породообразующие минералы и об-

разование прожилков, гнезд полевого шпата и кварца. Характерно замещение плагиоклаза микроклином, завершающееся образованием метаблоков микроклина (3–6 мм), включающих одновременно и гаснущие реликты плагиоклаза. Набор вторичных минералов идентичен развивающимся, но отличается возрастанием роли мусковита (5–12 %), хлорита и эпидота. Акцессорные минералы – титанит, апатит, магнетит, пирит, циркон-малакон, ортит, гранат. Субстрат мигматитов представлен биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, сланцами, амфиболитами. Для одного из участков за пределами площади листа определен возраст пород в 3,2 млрд лет [27].

Породы комплекса секутся узкими, вытянутыми в северо-западном направлении телами койкарского комплекса. Экзоконтактовые изменения пород, вследствие воздействия пород койкарского комплекса, зафиксированы в керне скважины 63. Контакт гранодиоритов и нижезалегающих метадолеритов койкарского комплекса отмечен на глубине 44,5 м. Линия контакта под углом 36° к оси керна четкая с тонкими затеками в гранодиориты. С глубины 28,4 м в породах отмечается слабая разгнейсованность параллельно линии контакта с метадолеритами под углом 35° к оси керна. С глубины 31,7 м плагиоклаз в гранодиоритах интенсивно пелитизируется, микроклин приобретает бурый оттенок, по тонким трещинам развивается хлорит. Зонки интенсивной трещиноватости отмечены в интервалах 28,4–28,8 и 32,6–33,2 м. С глубины 39,2 м и до контакта с метадолеритами гранодиориты катаклазированы.

Химический состав пород непостоянен. С возрастанием мигматизации увеличивается содержание Na_2O над K_2O . Соответственно, уменьшается количество кальция, магния и железа при переходе от диоритов к гранитам, возрастает содержание кварца, $\text{Na}_2\text{O}/\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{FeO}$ во все более гранитизированных породах. Плагиограниты отличаются повышенным содержанием SiO_2 и Al_2O_3 . Относятся к породам с меньшим содержанием K_2O и являются более натриевыми, по соотношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=3,7-4,24$. Плагиограниты часто лейкократовые, что находит свое отражение в содержании темноцветов (5–7 %). В мигматитах водлинского комплекса инъецирующий гранит по составу тождественен гранитам выделяемого В. А. Ганиным [51] анусарского комплекса. Гранитоиды водлинского комплекса характеризуются резко повышенным содержанием Cr, Ti, также несколько повышено содержание Cu, Co. Остальные элементы содержатся в количестве ниже кларковых. В. А. Ганин связывает повышенное содержание элементов с присутствием реститов.

В связи с широким проявлением мигматизации среди архейских гранитоидов, площади их развития объединены в область, отвечающую составу «пегматиты, граниты, плагиограниты» [27]. Это перекликается с генерализированным подходом к аналогичным гранитоидам в другой монографии [32], где они объединены в так называемый Онежский массив. Последний коррелируется с Тубозерским и Охтомозерским массивами на сопряженной с юга и юго-востока территории. Они выделены как массивы гранодиорит-гранит-лейкогранитного состава нормальной щелочности, соответствующие гранитам I-типа. Возраст пород Охтомозерского массива определен U-Pb (Zr) методом и составляет $2\,703\pm 30$ млн лет.

Петротип для водлинского комплекса в легенде Карельской серии листов не указан. Непосредственно на территории листа возраст образований не устанавливался. На сопряженной с юга территории для гранитоидов было получено значение абсолютного возраста 3 128 млн лет [27], к востоку от территории листа возраст пород комплекса определен и составляет 2 961 млн лет [32]. По данным В. С. Куликова [21] возраст гнейсогранитов водлинского комплекса определен в интервале от 2,96 до 3,54 млрд лет.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ (КАРЕЛЬСКИЕ) МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннепротерозойские магматиты подразделяются на ранне- и позднекарельские. Представлены плутоническими ультрамафит-мафитовым и гранодиоритовым комплексами и широко проявленными разновозрастными субвулканическими габбродолеритовыми комплексами.

РАННЕКАРЕЛЬСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Раннекарельские плутониты представлены пироксенит-габброноритовым бураковским и рагнозерским гранодиорит-гранитовым комплексами, развитыми в Водлозерском блоке Центрально-Карельской структурно-формационной зоны.

Бураковский плутонический комплекс пироксенит-габброноритовый (v;vtmKR|b). Породы комплекса выделены на юго-востоке изученной площади; они слагают северо-западную часть (~70 км² из 650 км²) Бураковского расслоенного плутона, его западного блока.

Интрузив является петротипом комплекса. По морфологии он представляет собой типичный лополит. По составу слагающих пород он относится к дунит-пироксенит-габброноритовой формации с характерной для нее металлогенической специализацией на хром, элементы платиновой группы, золото, титан, ванадий и силикатный никель. Интрузия скрыта под чехлом четвертичных отложений и на площади листа она вскрыта редкими скважинами.

Строение массива зонально: ядерная (северная) часть сложена метаферрогабброноритами, составляющими $\frac{1}{3}$ часть на площади листа. Далее следует горизонт пижонитовых метагабброноритов, который по периферии облекается оторочкой метагабброноритов боковой краевой зоны, в южной части достигающей мощности 1 км. В западной, одной из наименее эродированных частей интрузии, из разреза боковой краевой зоны выпадают ультраосновные породы. В пределах Бураковского интрузива зона вскрыта рядом скважин [50] (рис. 2). В северной и западной его частях, непосредственно в зоне контакта с гранитами рагнозерского комплекса, она сложена интенсивно окварцованными, альбитизированными и эпидотизированными лейко-мезократовыми метагабброноритами от тонкозернистой до мелко-среднезернистой структуры мощностью от 10 до 20 м. Метагаббронориты лейко-мезократовые от тонко- до среднезернистых, содержат гранофировый агрегат (до 5–20 %), редкую вкрапленность магнетита и сульфидов. Выше по разрезу залегает горизонт (3–20 м) меланократовых метагабброноритов с линзами и прослоями метаанортозитов и метаплагиовестеритов. Мощность и количество последних, в целом, увеличивается с глубиной. Контакт с гранитами резкий, но неровный, под углом от 40° до 50°. Сами граниты содержат ксенолиты измененных метагабброноритов.

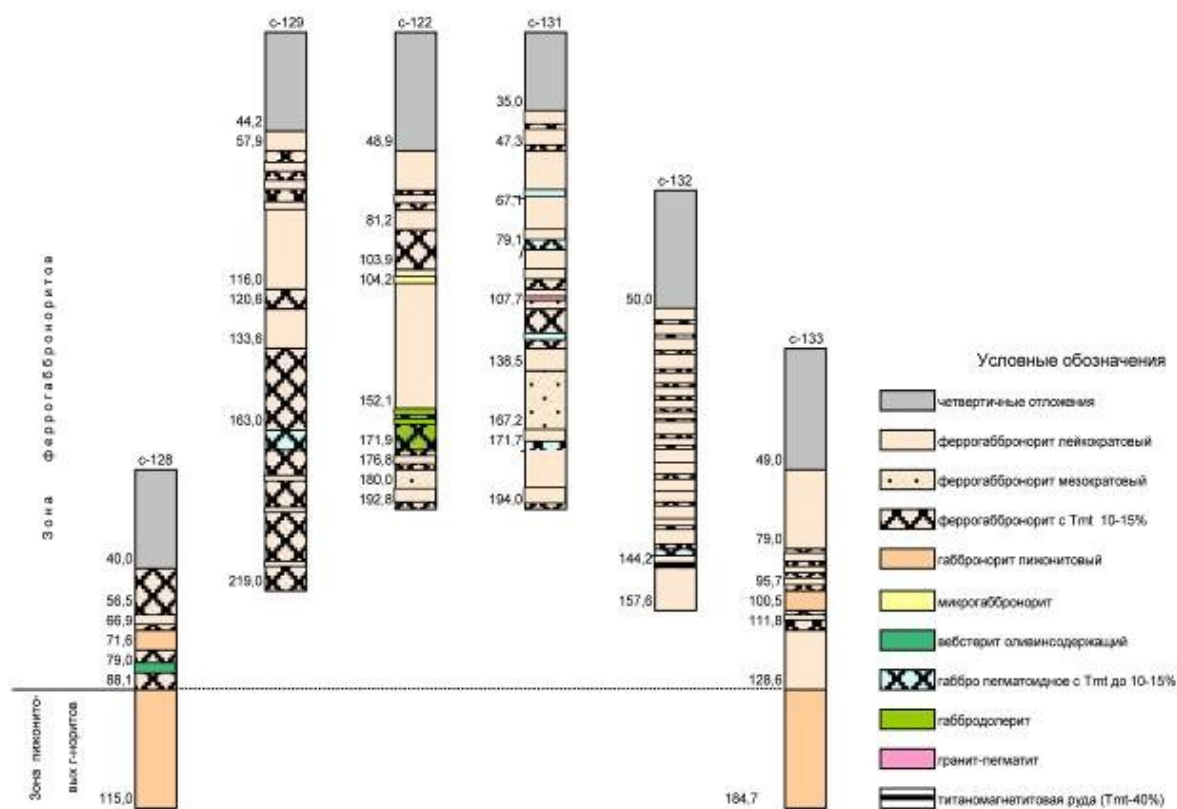


Рис. 2. Геологический разрез зоны метаферрогабброноритов по скважинам Бураковского плутона (Ганин, 2005ф).

На образованиях краевой зоны практически согласно залегают породы расслоенной серии, представленные здесь лейко- и мезократовыми метагабброноритами или габброноритовой зоны или зоны пижонитовых метагабброноритов с неравномерной вкрапленностью титаномагнетита, магнетита и сульфидов [50].

Породы феррогаббровой зоны (рис. 2) занимают северную часть Бураковского интрузива, слагая основной объем массива на площади листа. Они представлены лейкократовыми титаномагнетитсодержащими метагабброноритами с горизонтами мезократовых и пегматоидных разновидностей пород, прослоями и линзами метаанортозитов, метамикрогабброноритов, мета-

такситов, метапироксенитов и титаномагнетитовых руд.

По минеральному составу породы зоны, в целом, аналогичны подстилающим их образованиям зоны пижонитовых метагабброноритов. Отличие заключается в более высоком (5–10 %), в целом, содержании титаномагнетита, а также петро- и геохимических характеристиках. В вертикальном разрезе зоны наблюдается закономерное увеличение в породах снизу вверх валового содержания железа (от 13 до 21 %), снижение их магнезиальности и основности плагиоклаза с 46 до 27 %. На участках метасоматической переработки метагабброноритов (скважина 92) в них отмечаются обособления микропегматита или гранофира кварц-микроклинового состава, содержание которых достигает 10–15 %. На разных уровнях разреза зоны отмечаются маломощные (0,8–4,0 м) прослои быстро выклинивающихся по простиранию мезократовых и пегматоидных разновидностей пород, линзы метамикрогабброноритов с вкрапленностью магнетита. Пегматоидные метагаббронориты приурочены, как правило, к экзоконтактовым частям даек гранитов, метагаббродолеритов и жил пироксен-полевошпатового состава [50, 51].

Горизонт метаферрогабброноритов вскрыт скважиной 90 [103] на глубине 54,0 м. Породы вскрытой мощностью 16 м представлены светло-серыми в различной степени трещиноватыми средне-крупнозернистыми метагабброноритами с редкой тонкой вкрапленностью пирита. К забою, ниже 68,8 м, в породах отмечается редкая вкрапленность магнетита.

Возраст пород определен по цирконам U-Pb методом [3]. Полученные значения соответственно составляют $2\,433 \pm 4$ млн лет (Шалозерско-Бураковского) и $2\,430 \pm 5$ млн лет (Аганозерского блока), что в пределах ошибки указывает практически на один и тот же возраст кристаллизации пород.

Породы **рагнозерского плутоического гранодиорит-гранитового комплекса** развиты в юго-восточной части площади, пространственно выходы слагающих его пород тесно сопряжены с Бураковским плутоном, фиксируются суммарно крупной интенсивной гравимагнитной аномалией. Образование пород комплекса увязывают с частичным плавлением вещества континентальной коры за счет тепловой энергии, освобождающейся при остывании и кристаллизации плутона и глубинного выполнения его очаговой структуры [50].

В составе комплекса выделены три фазы: *первая* (за пределами листа) представлена телами диоритов и кварцевых диоритов, *вторая* – гранодиоритами и плагиогранитами ($p\gamma KR_1^2 r_2$), *третья* – плагиомикролиновыми гранитами, лейкогранитами, граносиенитами ($l\gamma KR_1^2 r_3$). Отдельные интрузии, сложенные породами рагнозерского комплекса, имеют однофазное строение [50].

В пределах рассматриваемой площади гранитоиды комплекса распространены к западу и северу от Бураковского плутона. Здесь они образуют разрозненные выходы вдоль восточного побережья Онежского озера, обрамляют западный блок плутона в виде полосы шириной от 0,5 до 3 км и слагают изометричные тела среди гранитоидов архея. Породы имеют интрузивные контакты с жильными породами Бураковского плутона. Отмечены тектонизированные контакты с породами водлинского комплекса. Интрузии, в основном, согласносекущие, имеют в плане форму линз и изометричных тел [50]. На контакте с гранитами рагнозерского комплекса породы эндоконтактовой зоны Бураковской интрузии подвергались ороговикованию, альбитизации, эпидотизации, тремолитизации, хлоритизации и окварцеванию без сколько-нибудь существенного привноса и перераспределения сульфидной и другой рудной минерализации.

В экзоконтактовых частях жил и даек плагиомикроклиновых гранитов внутри интрузии развиты биотит-плагиоклаз-пироксеновые, пироксен-полевошпатовые, кварц-амфибол-полевошпатовые, биотит-тремолит-талковые и др. метасоматиты. Они занимают, преимущественно, секущее положение относительно расслоенности пород, а масштаб и интенсивность их проявления зависит от размеров даек и жил гранитов, состава вмещающих пород и их измененности.

Плагиоклазовые граниты и гранодиориты второй фазы наиболее распространены среди пород комплекса. Сложенные ими интрузии имеют относительно гомогенный состав: среднекрупнозернистые розовато-серые и светло-серые массивные плагиограниты, часто с содержанием микроклина (0,5–10 %), биотита (до 10–15 %), образующего тонкие чешуйчатые скопления, и мелкорассеянного эпидота (до 5 %) (в разностях, переходных к гранодиоритам). Микроскопически плагиограниты имеют метагипидиоморфнозернистую структуру, состоят из слабо серицитизированного олигоклаза (45–68 %), равномерно распределенного ксеноморфного кварца (23–28 %), микроклина (до 10 %), коричневого биотита (1–5 %, реже – до 10–15 %), иногда замещенного агрегатом смеси эпидота с хлоритом или только хлоритом, и эпидотом.

В обрамлении Бураковской интрузии развиты, в основном, плагиомикроклиновые граниты третьей фазы, имеющие с ней как тектонические, так и интрузивные контакты под углом от 40° до 80°, они образуют группу разобщенных тел. Имеют с гранитами более ранних фаз интрузивные взаимоотношения и переходы метасоматического характера с проявленностью кремне-

щелочного метасоматоза [50]. Особенностью гранитов третьей фазы является существенно микроклиновый состав, относительно высокое содержание сумм щелочей, присутствие порфиридных вкрапленников калиевого полевого шпата, связь с ними граносиенитовых и пегматоидных разностей. Это розовые, серовато-розовые среднезернистые порфиридные или равнозернистые массивные породы. Состоят из микроклина и микроклин-пертита (40–65 %), альбита и альбит-олигоклаза (20–32 %), кварца (24–30 %). Граниты в основном лейкократовые, что подтверждается небольшим содержанием зеленовато-коричневого биотита (до 3 %) и мусковита (до 2 %). Структура бластогипидиоморфнозернистая порфиридная.

Геохимически гранитоиды рагнозерского комплекса характеризуются нормальным для гранитов фоновым содержанием почти всех элементов. Химизм гранитов третьей фазы определяется их принадлежностью к умереннощелочным породам ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8$) с незначительным преобладанием калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,1–1,2$) и лейкократовым составом. Породы второй фазы являются калинатовыми. Коэффициент агаитности составляет 0,6.

Плотность плагиогранитов и гранодиоритов рагнозерского комплекса составляет 2,6–2,7 г/см³, магнитная восприимчивость – 0–50·10⁻⁶ СГС. Аналогичными параметрами характеризуются и граниты третьей фазы.

Дайки комплекса, секущие образования расслоенной серии и краевой зоны Бураковского плутона, трассируют разнонаправленные нарушения и зоны трещиноватости. Мощность их – от первых сантиметров до 130–140 м (вскрытая скважиной на смежной к востоку площади), падение от субвертикального до субсогласного. Состав даек преимущественно плагиомикроклиновый, структура гранитов от аплитовой до пегматоидной.

С гранитами комплекса пространственно сопряжены процессы альбитизации, окварцевания, эпидотизации и амфиболизации, а также формирование среднетемпературных метасоматитов кварц-биотит-полевошпатового, пироксен-полевошпатового, а также низкотемпературных метасоматитов кварц-хлорит-эпидотового состава. На одном из участков Шалозерского блока на сопряженной к югу площади листа изучена золото-платинометалльная зона «В» с металлогеническим потенциалом МППГ – 254 т. Выявлен новый тип с существенно палладиевой специализацией, эпигенетического оруденения с прогнозными ресурсами МППГ по категории Р₂ – 2,1 т, Р₃ – 6,3 т, приуроченный к контактовым зонам пироксен-полевошпатовых метасоматитов, связанных с внедрением гранитов рагнозерского комплекса [80].

Интрузии рагнозерского комплекса характеризуются положительным магнитным полем с интенсивностью 100–200 гамм.

Абсолютный возраст петротипических плагиомикроклиновых гранитов, определенный по цирконам U-Pb методом, составляет 2 320±45 млн лет, а гранитных жил в юго-восточной части Шалозерского и Аганозерского блоков – 2 325±25 млн лет (Копполозерская дайка) [50].

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднекарельские плутониты доминируют в объеме карельских интрузивных образований площади листа. Они представлены субвулканическими габбродолеритовыми заонежским и суйсарским комплексами, диорит-габбродолеритовым койкарским и кимберлитовым кимозерским комплексами, развитыми в Онежской структуре и Водлозерском блоке Центрально-Карельской структурно-формационной зоны.

Магматические породы перечисленных комплексов имеют отличительные геологические особенности, довольно хорошо разделяются по составу, петро-геохимические особенности свидетельствуют о различной глубинности магмогенерации. Комплексы относятся к людиковийскому этапу становления Онежской структуры. Людиковийский магматизм на площади листа проявлен мощно, в узком возрастном интервале. Формирование его проходило на фоне глобальных орогенных событий, происходящих в обрамлении Карельского кратона и закономерно предполагать, что становление людиковийских магматитов является их отражением.

Заонежский субвулканический комплекс габбродолеритовый ($v\beta\text{KR}_2^1z$) занимает начальное положение в ряду людиковийского магматизма. На картах предшественников заонежский комплекс пород доминировал в объеме позднекарельского интрузивного магматизма. Полученные за последнее время данные изотопного датирования [39], а также выполненный анализ ретроспективных данных привел к необходимости некоторого пересмотра соотношения развития людиковийских магматитов в сторону увеличения объемов более поздних составляющих – суйсарского и койкарского комплексов.

Породы заонежского комплекса распространены в пределах площади максимально широко относительно остальных групп магматитов, но неравномерно, что обусловлено их приуроченностью к определенным тектоническим структурам и определенным частям разреза. Они тяго-

теют к крыльям и приосевым частям антиклинальных структур и сопряженных с ними зон разломов (Кузарандовской, Падминской и др.). Заонежские магматиты локализованы в осадках верхней подсвиты заонежской свиты.

В магнитном поле породы заонежского комплекса фиксируются повышенным неоднородным аномальным магнитным полем с неправильными линейнообразно вытянутыми положительными магнитными аномалиями, которые осложняются более четко выраженными локализованными аномалиями, связанными с более поздними людиковийскими комплексами пород.

Магматиты заонежского комплекса по условиям образования относятся к гипабиссальным, редко – к эффузивным. Эффузивы встречены были единично (обнажение 35). В связи с тем, что эти образования характеризуются небольшой мощностью, невыдержанностью по простиранию, закартированы в заонежском комплексе.

Субвулканическая природа заонежских магматитов доказывается присутствием ксенолитов «перекрывающих» осадочных пород, наличием инъекций в них, приконтактных изменений и др. Учитывая отсутствие пирокластики в осадках заонежской свиты, следует предполагать, главным образом, трещинный характер магматизма данной возрастной группы [99].

Породы комплекса слагают преимущественно силлы, залегающие в разрезе верхней подсвиты заонежской свиты практически на всей площади ее распространения, т. е. на всей территории Заонежского п-ва, а также восточного побережья озера. Комплексный анализ разрезов по данным бурения скважин территории листа позволяет выделять условно четыре пластовых тела габбродолеритов. Наиболее полный разрез отмечается в центральной части площади – в южной части флексуобразного перегиба Хмельозерской синклинали, примыкающей с запада к крыльям Падминской антиклинальной структуры (скважина 61). Мощность тел здесь в разрезе варьирует от 36 до 270 м. Максимальная вскрытая мощность – 270 м (скважина 62), в среднем – 20–60 м. Общая мощность пород комплекса составляет 340–500 м.

Полученные по буровым скважинам данные показали, что мощность и количество долеритовых пластов, используемые для увязки разрезов в верхней подсвите заонежской свиты, могут существенно меняться на расстоянии в сотни метров [95].

Субвулканические породы заонежского комплекса представлены, в основном, метагаббродолеритами и метадолеритами. Эти породы получили собственное название – «актинолитовые диабазы» или «тявзинского типа», названные по деревне, близ которой они были впервые изучены и наиболее широко распространены. Скважинами 21, 60, 33 тела вскрыты на полную мощность [99].

Наиболее мощные силлы актинолитовых метадолеритов переходят в метагаббродолериты, как, например, силл метадолеритов на западном крыле Кузарандовской антиклинали к северу от д. Кузаранда, переходит в метагаббродолеритовый. Закономерные изменения в размере зерен наблюдаются и в разрезе тел, что хорошо прослежено в керне скважин. Средне-, редко крупнозернистые, метагаббродолериты в эндоконтактных зонах переходят в мелкозернистые метадолериты. Ширина приконтактных зон, в зависимости от мощности силлов, колеблется от 1–2 до 6–8 м. Обычно более мощными являются верхние эндоконтактные зоны. Непосредственно в эндоконтактных зонах, чаще в верхних, отмечаются миндалевидные текстуры. Мощность миндалевидных метадолеритов в верхних частях силлов колеблется от 0,2–0,5 до 1–2,5 м, в нижних – 0,2–1 м. Количество миндалин составляет 10–15 до 20 % и уменьшается при отдалении вглубь от контактов до полного исчезновения. Размер миндалин – 0,5–3 мм, редко – до 3 мм, форма округлая, овальная, миндалины выполнены хлоритом, актинолитом, кальцитом, реже – кварцем. Часто отмечаются эндо- и экзоконтактные изменения, выражающиеся в появлении рассеянной до прожилковидной вкрапленности пирита, а также кварца, актинолита, хлорита, эпидота. Вмещающие породы ороговикуются, теряют шунгит.

Макроскопически актинолитовые метагаббродолериты характеризуются массивной текстурой и средне-, редко крупнозернистой структурой, зеленовато-серым до темного цветом, а также наличием визуально различимых короткопризматических кристаллов амфибола и лейст плагиоклаза. Под микроскопом главными отличительными особенностями пород заонежского комплекса являются отсутствие пойкилоофитовых структур и полное отсутствие пироксена в составе. Структура пород blastogabbrooфитовая, призматическизернистая. В приконтактных частях силлов в метадолеритах отмечается миндалевидная, олигофировая структуры с офитовой, «спилитовой» структурой основной массы. Минералогический состав пород сильно варьирует. Актинолит, ранее замещивший нацело пироксен, сам в значительной степени замещается хлоритом, биотитом, составляя от 10 до 50–55 % всей массы породы. Плагиоклаз (№ 22–37 – олигоклаз, олигоклаз-андезин, андезин) замещается в различной степени хлоритом и эпидотом, составляя от 15 до 45 %. Кроме того, присутствуют биотит, хлорит, эпидот (цоизит, клиноцоизит), лейкоксен по ильмениту, редкие зерна апатита. Наибольшие изменения отмечаются в приконтактных частях силлов.

Магматиты заонежского комплекса характеризуются нормальной, в единичных случаях – повышенной, щелочностью. По содержанию и соотношению щелочей они относятся к породам нормального петрохимического ряда, K-Na и в единичных случаях – Na, серии (рис. 3) при среднем значении суммы щелочей 1,47 %, Na₂O – 0,96 %, K₂O – 0,5 %, Na₂O/K₂O=1,66, K₂O/TiO₂=0,24. По соотношению общей щелочности, содержанию железа и магния на диаграмме AFM они располагаются в области пород толеитовой серии (рис. 4).

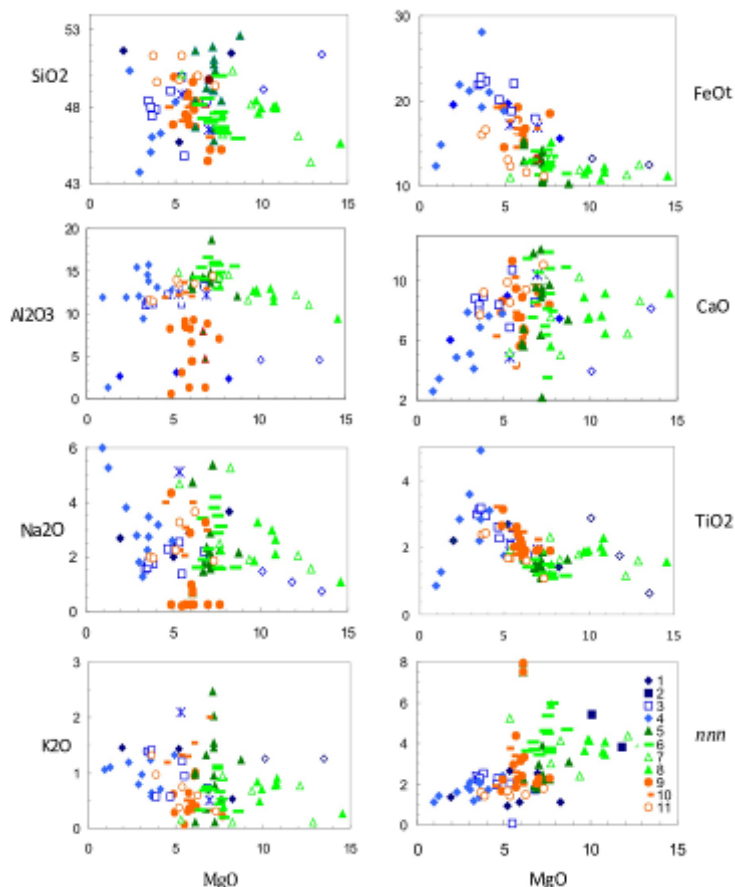


Рис. 3. Вариации содержания главных элементов в базитах людиковия.

Условные обозначения на рис. 4.

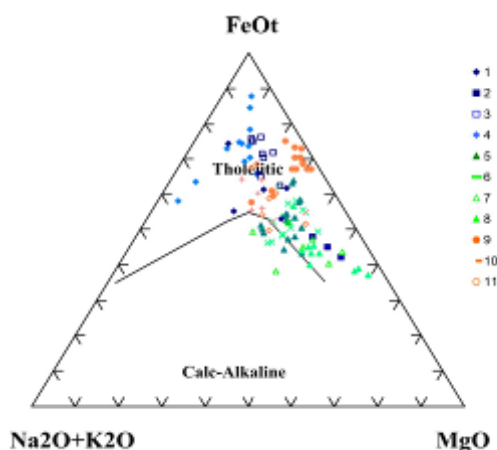


Рис. 4. Диаграмма AFM для магматических пород людиковия.

1 – вторая фаза койкарского комплекса; 2 – первая фаза койкарского комплекса; 3 – долериты Лебзины (Степанова, 2014); 4 – породы Пудожского, Габневского и Койкарского силлов (Онежская..., 2011); 5 – суйсарского комплекса; 6 – пойкилофитовые долериты (Подкопаев, 1970); 7 – суйсарского комплекса ОПС (Онежская..., 2011); 8 – суйсарского комплекса (Онежская..., 2011); 9 – заонежского комплекса; 10 – акинолитовые долериты (Подкопаев, 1970); 11 – заонежского комплекса ОПС (Онежская..., 2011).

Химизм пород может изменяться в пределах отдельных тел [34], однако, в целом, важной особенностью магматитов заонежского комплекса является относительная монотонность их химического состава. Породы характеризуются средним содержанием SiO_2 – 47,4 %, Al_2O_3 – 12,9 %, MgO – 6,03 %, TiO_2 – 2,1 % (рис. 3).

По основным типохимическим показателям состава обсуждаемые разновидности занимают, как правило, промежуточную позицию между породами суйсарского и койкарского комплексов. Так, породы являются умеренно-низкомагнезиальными (ср. – 0,26 с низким содержанием Cr – 68,1 г/т и Ni – 84,8 г/т), умеренно титанистыми (в отдельных случаях – до повышенно-титанистых). По показателю фемичности ($f=21$ – 23) они – меланократовые, при этом низкоглиноземистые ($al<0,75$), относятся к железистым, характеризуются умеренным средним значением $K=74$. Учитывая повышенное содержание рудных минералов в породах и значение $\text{FeO}_2>14$ %, эти разновидности отнесены к феррогаббродолеритам.

Породы заонежского комплекса занимают промежуточную позицию между породами суйсарского и койкарского комплексов в Fe-Ti поле рудоносных пород по степени дифференцированности по индексу Куно, варьирующего по значениям от 25 до 30 (Скергаардский тренд) [22].

Особенно четко промежуточное положение состава пород проявлено в геохимии редких и редкоземельных элементов, относительно наиболее устойчивых при процессах метасоматоза и метаморфизма (рис. 5). Для них характерно слабое фракционирование некогерентных элементов, их спектры в области HFSE и HREE наиболее сопоставимы с N-MORB. Метадолериты обеднены Sr. Среднее значение отношения Nb/Nb^* составляет 1,04. Редкие земли фракционированы слабо, из них наименее фракционированы тяжелые редкие земли (средние значения): $\text{La}/\text{Yb}_N=2,7$, $\text{La}/\text{Sm}_N=1,65$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1,4$. Спектры фракционирования TR, в целом, приближаются к таковым для E-MORB (рис. 5). Выражена аномалия Eu, ср. $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0,3$.

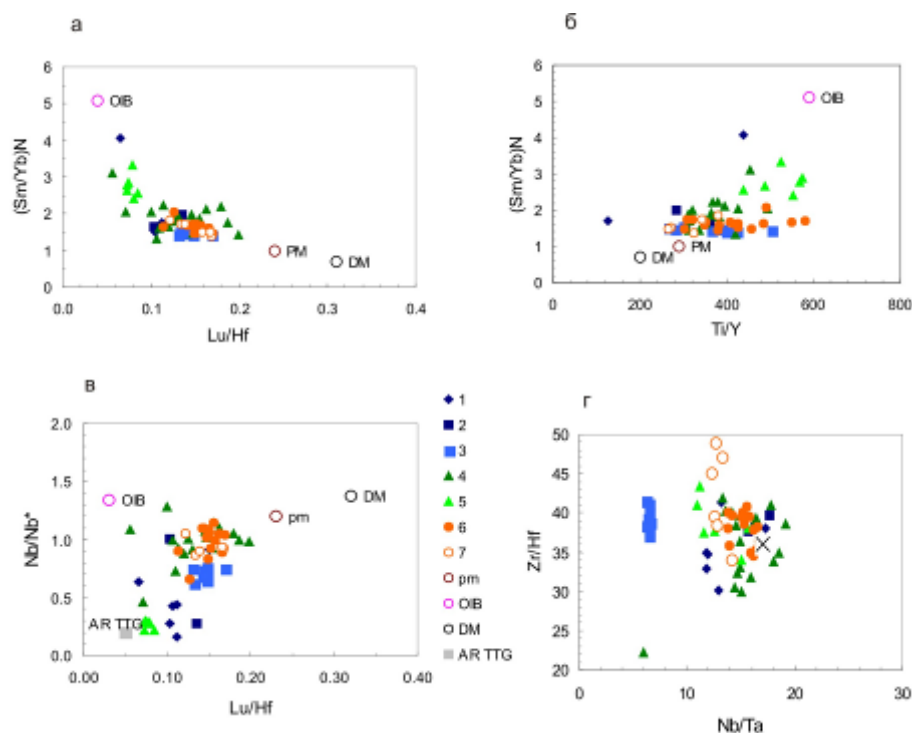


Рис. 5. Диаграмма типохимических отношений редких элементов для людииковийских отношений.

1–3 – койкарского комплекса (1 – габбродолериты, долериты второй фазы, 2 – долериты первой фазы, 3 – долериты Лебещины по Степановой, 2014 г.); 4 – базальты, долериты суйсария; 5 – то же по ОП (Онежская..., 2011); 6, 7 – то же для долеритов заонежского комплекса; PM, OIB, DM, AR TTG – по (Онежская..., 2011); X – хондрит.

Типохимические отношения высокозарядных элементов (Zr/Hf и Nb/Ta) (рис. 6) для пород заонежского комплекса собственно площади листа P-36-XVIII наименее варьируют относительно хондритового в области Zr/Hf отношения (38,3 против 36 для хондрита), что указывает на незначительную роль флюидно-магматического взаимодействия при формировании пород.

Заонежские метадолериты характеризуются низким значением отношений Sm/Yb_N (1,63), Ti/Y (414,8) и высоким – Lu/Hf (0,15), что типично для пород, образовавшихся при плавлении шпинелиевых перидотитов (соответственно 2,0; 123; 0,16). На диаграммах (рис. 6) это отража-

ется в приближенности и тренде фигуративных точек пород к значению указанных отношений для примитивной мантии, а также слабовыраженным деплетированием тяжелых редких земель относительно легких, что указывает на отсутствие граната в источнике.

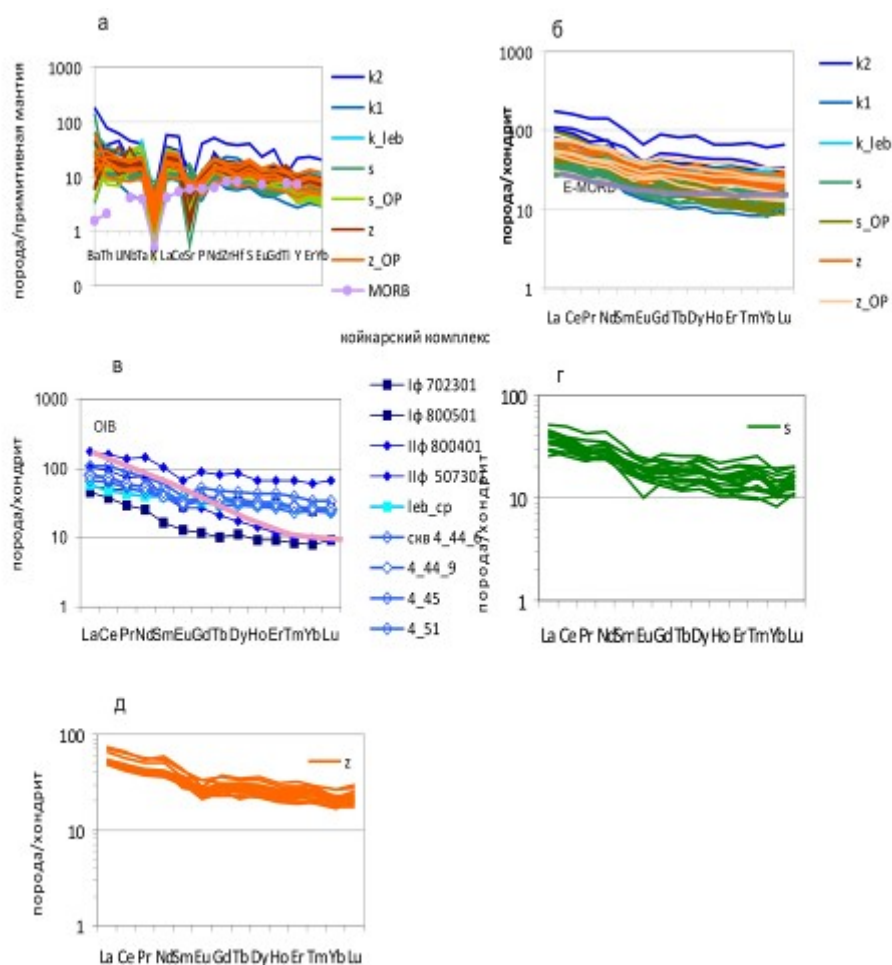


Рис. 6. Распределение редких элементов в основных магматитах людиковия.

а, б – свободные диаграммы распределения, нормирование к примитивной мантии и MORB по (Bevins, 1983), к хондриту по (McDonough, 1991); в – габбродолериты и долериты койкарского комплекса; г – долериты и базальты суйсарского комплекса; д – заонежского комплекса.

Согласно легенде Карельской серии листов ГГК-200 [66, 67], возраст петротипа заонежского комплекса составляет $2\ 070 \pm 30$ млн лет (U-Pb метод по циркону). Массовое определение возраста заонежских пород было выполнено в связи с подготовкой монографии по Онежской структуре [27]. Однако результаты датирования цирконов из мафитов Заонежского полуострова имеют очень широкий возрастной диапазон – от 130 до 2 890 млн лет – в связи с широко проявленными в регионе процессами активизации, а также ассимиляцией магмами древних цирконов. При этом ни одной датировки, укладывающейся в возрастной диапазон заонежского комплекса (2 100–2 050 млн лет) получено не было.

Суйсарский субвулканический комплекс габбродолеритовый ($v\beta KR_2^1s$). Производные суйсарского субвулканического комплекса сравнительно ограниченно распространены на площади листа, а именно в его западной части. На севере они слагают значительную часть Хмельозерской структуры, на юге – южное замыкание Мунозерской. Основная часть суйсарских магматитов расположена на смежном к западу листе Р-36-ХVII. При этом объем выделенных к настоящему времени интрузивных образований весьма незначителен.

В ходе работ, на основании результатов проведенного опробования и анализа данных ранее проведенных съемочных [65, 99] и поисковых работ ПГО «Невскгеологии» [95], расширена площадь выходов пород суйсарской свиты (раздел «Стратиграфия») и вычленены образования комплементарного ей суйсарского комплекса. Породы обладают целым рядом литолого-петрографических, петрогеохимических отличительных особенностей, что и дало основание для их выделения.

В целом, выделение суйсарского субвулканического комплекса в восточной части Заонежского полуострова – дискуссионно. В принятой геологами ПГО «Невскеология», наиболее детально изучавшими строение площади за последнее время, схеме, нижняя граница, в частности, суйсарской свиты, условно проводится по кровле верхнего пакета дифференцированных метаббродолеритов (Уницкого силла).

Геологическое положение пород комплекса, положение и взаимоотношения в разрезе со стратифицированными образованиями изучались в обнажениях и разрезах, где, как правило, наблюдалось чередование интрузивных и вулканических разностей. Граница комагматичных пород условно проведена по преобладанию в разрезе интрузивных раскристаллизованных разностей с учетом всей имеющейся достаточно представительной фактуры. Суммарная мощность тел суйсарского комплекса достигает 200 м.

Основной объем пород суйсарского комплекса обрамляет крылья и южные замковые части Хмельозерской и Мунозерской синклинорных структур. Гипсометрически они, как правило, слагают цепочки сельг. Выходы пород образуют стенки высотой до 12–30 м и прослеживаются на протяжении до 500 м и более. Положение нижнего пластового тела мощностью до 90 м, вскрытого скважинами 40, 38 в Хмельозерской структуре, прослежено в серии обнажений в ее южном обрамлении. Метадолериты здесь имеют темно-серую окраску, массивное сложение, среднезернистую и крупнозернистую пойкилоофитовую структуры. Непосредственный контакт с шунгитсодержащими метааргиллитами верхней заонежской подсвиты не вскрыт. Однако пологая пластовая отдельность метадолеритов (аз. пад. 255° , угол 20°) косо соотносится с плитчатой отдельностью метааргиллитов (аз. пад. 320° , угол 25°), что может свидетельствовать о секущем характере контакта. Выходы метадолеритов имеют также и столбчатую отдельность (аз. пад. 255° , угол 80°) с мощностью блоков 60–70 см. Соотношение пород суйсарской свиты и рассматриваемого комплекса, а также вынужденная условность разделения вулкано-гипабиссальной ассоциации пород на составляющие, хорошо прослеживается серией обнажений в западном борту Хмельозерской структуры.

В строении Хмельозерской структуры установлено два тела метадолеритов, разделенных прослоями вулканогенно-осадочных пород суйсарской свиты. У нижнего тела фиксируется зональное строение: центральная часть его раскристаллизована до крупнозернистых долеритов, эндоконтактовые зоны сложены мелкозернистыми разностями, причем мощность приподошвенной части относительно больше кровельной. В прикровельной эндоконтактовой зоне мощностью до 1 м наблюдаются афанитовые базальты с прожилками кварца, вкрапленностью сульфидов и примазками медной зелени. Падение плоскости контакта северо-восточное 55° , угол 20° . Предшественниками неоднократно фиксировался согласный нижний и секущий верхний контакты силлов габбродолеритов (северо-запад площади, к западу от оз. Гакхозеро) [99].

Суйсарские вулканы отличаются повышенной эксплозивностью, что связано с отличием условий магмогенерации и, соответственно, состава материнских расплавов, их относительно повышенной флюидонасыщенностью. Эта особенность закономерно отразилась и в составе интрузивных комагматов, выражаясь в петрографических и петро-геохимических характеристиках.

Соответственно, повышенная флюидонасыщенность расплавов предполагает менее равновесные условия кристаллизации, что в первую очередь отражается на структурах пород. Действительно, метадолеритам суйсарского комплекса присущ целый ряд отличительных микроструктурных признаков (рис. 7), а именно – наличие чрезвычайно характерных для них пойкилоофитовых, а также порфириовидных структур [99].

О неравновесных условиях кристаллизации суйсарских субмагматитов указывают также зональность кристаллов пироксенов, наличие их двойников, в том числе и в виде песочных часов, и сростков, а для мелких зерен – сегрегационных обособлений; присутствие двойниковых сростков лейст плагиоклазов, образующих своеобразные «ежики». Наблюдается также расщепление лейст плагиоклаза и элементы мегалейстовой структуры в долеритах, что также указывает на быстрый рост кристаллов. Мегалейстовая структура отражает несколько замедленную относительно образования закалочных спинифекс-структур консолидацию расплавов, в результате чего скелетные кристаллы успевали дорасти до лейст. Но, в общем, две эти структуры – спинифекс или мегалейстовая для оливина, пироксена или плагиоклаза, как в рассматриваемых породах, возникают в режиме переохлаждения флюидонасыщенных магм вследствие быстрой потери ими летучих компонентов в вулканических или, в нашем случае, гипабиссальных условиях. Также следует отметить, что в метадолеритах с мегалейстовыми структурами содержится раскристаллизованное измененное стекло (до 5%), выполняющее интерстиции. В состав интерстиционных агрегатов входит также палагонит, хлорит, кварц, биотит.

На неравновесность условий кристаллизации могут указывать также элементы глобулярности в структуре пород, которые можно трактовать как признак намечающейся несмесимости мелано- и лейкократовых частей расплава (рис. 7). Не исключено, что в процессе формирования рассматриваемых магматитов суйсарского комплекса имело место смешение расплавов. В пользу последнего говорит присутствие глобулевидных обособлений мелкозернистых агрегатов пироксена, повышенная в ряде случаев лейкократовость основной массы. Можно предположить, что расплав, который продуцировал породы суйсарского комплекса, смешивался эпизодически с койкарским вследствие инъекции в магматическую камеру новой порции магмы. В гибридных магмах могут встречаться в разной степени переработанные фрагменты внедренной магмы, признаки неравновесности вкрапленников и вмещающего их расплава.

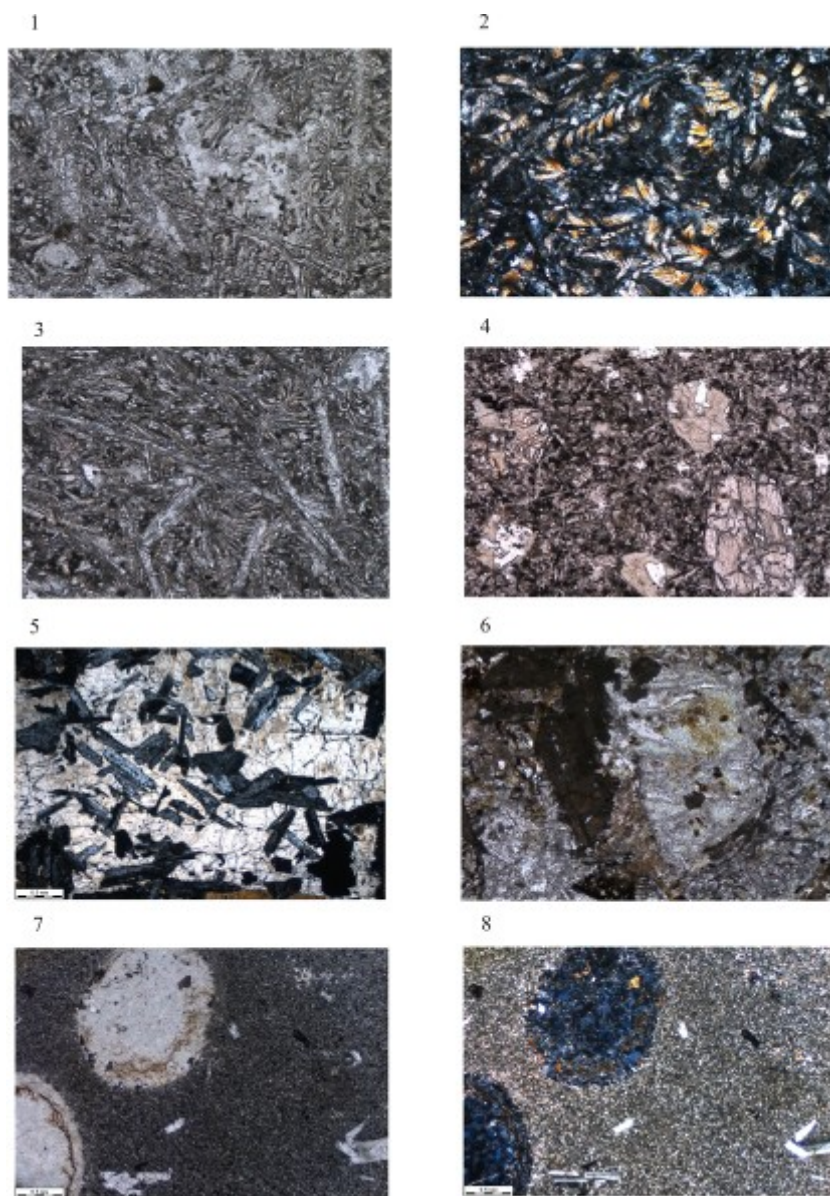


Рис. 7. Особенности структур и состава суйсарских пород.

Из всех вышеперечисленных особенностей наиболее типоморфной для пород суйсарского комплекса является пойкилоофитовая структура. Пойкилоофитовые метагаббродолериты и метадолериты предшественниками [99] относились ко второй фазе заонежского комплекса.

В строении силлов пойкилоофитовых метагаббродолеритов отмечается зональное строение. Метагаббродолериты слагают центральную часть силлов, по мере приближения к периферическим частям отмечается уменьшение зернистости, в 3–12 м от контактов метагаббродолериты через порфиоровидные разности переходят в метадолериты, а затем часто в миндалевидные метадолериты. Миндалины имеют округлую, реже овальную форму, приурочены чаще к верхним частям силлов, в 1–4 м от контактов. Сложены хлоритом, эпидотом, реже – пиритом, кальцитом, кварцем и шунгитовым веществом. Количество достигает 10–15 % всей массы породы. В

приконтактных частях миндалины наиболее крупные и обильные. Очень часто в приконтактных частях встречается пылевидная вкрапленность пирита, количество которой достигает 5–10 %, по удалению от контакта постепенно исчезающая. Здесь же часто встречаются прожилки хлорита, актинолита, эпидота, кальцита, сульфидов, секущие как долериты, так и вмещающие их породы. Предшественниками [65] на западном берегу о. Бол. Клименецкий описаны «диабазы» с черными миндалинами кварца, что, возможно, параллелизуется с описанными В. М. Трофимовым «диабазами» о. Суйсари с миндалинами, выполненными шунгитсодержащими агатами.

Макроскопически пойкилоофитовые метагаббродолериты характеризуются массивной текстурой, крупно-, средне-, реже мелкозернистым и порфириновидным строением, зеленовато-серым или темно-серым цветом [99]. Под микроскопом обнаруживают пойкилогабброофитовую, бластопойкилогабброофитовую, порфириновидную, гломеропорфириновидную структуры с элементами мегалейстовой, глобулярной. Плагноклаз, содержание которого составляет 40–50 %, представлен андезином, в раскисленных разностях – олигоклазом, альбит-олигоклазом. Он в значительной степени сосюритизирован, причем пойкилитовые вростки, обычно, этот процесс охватил полностью. Реже по плагноклазу развивается хлорит, слюдка. Пироксен пижонит-авгитового ряда, по периферии в различной степени замещается актинолитом, реже – хлоритом, биотитом, составляя 30–40 %, в среднем – 10–15 %. Часто зонален, образует двойники, иногда в ядрах наблюдаются псевдоморфозы боулингита и серпентина по оливину с реликтовой петьчатой структурой. Нередко единичные псевдоморфозы по оливину присутствуют в составе пород самостоятельно. Пироксен содержит многочисленные пойкилитовые вростки плагноклаза, иногда опацитовую каемку магнетита. Типоморфной особенностью суйсарских долеритов является также наличие реликтов неизмененного пироксена. Интерстиции заполнены агрегатом хлорита (до 20 %), эпидот-цоизита (до 10 %), актинолита, биотита (5–15 %), альбита, кварца (до 3 %), рудной сыпи (до 4–10 %) – лейкоксенизированным титанитом, магнетитом с редкими включениями мелких сульфидов. Псевдоморфозы титанита по магнетиту нередко образуют относительно крупные скелетные кристаллобласти (рис. 7).

По данным предшественников [99] несколько отличаются от вышеописанных пойкилоофитовых габбродолеритов разности, развитые на о. Бол. Клименецкий. Они характеризуются более темным цветом, мелкоплойчатым обликом, крайне слабой сосюритизацией плагноклаза. По нашим наблюдениям также намечается некоторая латеральная изменчивость в составе пород суйсарского вулканоплутонического комплекса в направлении с северо-востока на юго-запад. В вулканогенной части преобладание афировых базальтов сменяется на преобладание пироксенпорфириновых разностей. В интрузивных породах в указанном направлении прослеживается возрастание роли пироксенпорфириновых и оливинсодержащих вариететов. Учитывая антидромную направленность суйсарского магматизма на смежной к западу площади, вероятно, намечающуюся закономерность следует связывать с омоложением суйсарского разреза к юго-западу, т. е. к предполагаемому центру людиковийского магматизма в юго-западной части Северо-Онежской структуры, который маркируется наиболее интенсивной магнитной аномалией (попадает на акваторию Онежского озера к юго-востоку от ОПС). Таким образом, на площади листа Р-36-ХVIII, состав магматитов суйсария еще не достиг того характерного для петро- и стратотипического суйсария максимума ультрамафитовой составляющей, т. е. на территории листа закономерно отсутствуют перидотиты, пикриты, а только намечается тенденция к повышению основности пород. При этом геохимия редких земель четко указывает на принадлежность обсуждаемых пород к суйсарскому комплексу.

Намечающаяся тенденция в изменении состава пород в юго-западном направлении (от Хмельозерской к Мунозерской структуре), вероятно, нашла отражение и в характеристике магнитного поля.

Уже ранее отмечалось, что метадолериты суйсарского комплекса по своим петро- и геохимическим параметрам [92] близки к порфиритам суйсария западной части Онежского прогиба, и отличаются от метадолеритов заонежской свиты целым рядом особенностей.

Магматиты суйсарского комплекса, согласно TAS-диаграмме характеризуются нормальной, в единичных случаях – незначительно повышенной (до 5,5 %), суммарной щелочностью. По содержанию и соотношению щелочей относятся к породам нормального петрохимического ряда, К-Na и в единичных случаях – Na и K сериям (рис. 3), при среднем значении суммы щелочей 3,19 %, $\text{Na}_2\text{O} - 2,19\%$, $\text{K}_2\text{O} - 1,0\%$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2,19$, $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2=0,46$. По соотношению общей щелочности, содержанию железа и магния на диаграмме АФМ они располагаются преимущественно в области пород толеитовой серии, однако смещаясь относительно фигуративных точек пород заонежского комплекса к приграничной с известково-щелочной области (рис. 4). По приведенным показателям щелочности, породы суйсарского комплекса несколько

отличаются от заонежских, превосходя их по величине.

Породы характеризуются средним содержанием SiO_2 – 49,3 %, Al_2O_3 – 14,2 %, MgO – 7,04 %, TiO_2 – 1,4 %, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 12,6 % (рис. 1). Повышенное, относительно заонежских, содержание магния, алюминия, кальция в породах суйсарского комплекса, а также пониженное – титана и железа, обуславливает отличие их по основным петрологическим критериям. Обращает на себя внимание также относительно повышенное содержание летучих компонентов.

Породы являются умеренномагнезиальными (ср. – 0,36, повышается в мелабазальтах на смежной к западу площади до 0,5–0,6) с более высоким относительно заонежского комплекса содержанием Cr – 130,8 г/т и Ni – 87,7 г/т, низкотитанистыми. По показателю фемичности ($f=22,7$) они – меланократовые, при этом низкоглиноземистые ($al<0,75$), приближаясь к умеренноглиноземистым, относятся к низкожелезистым, характеризуются невысоким средним значением $K=64$.

Суйсарские метагаббродолериты демонстрируют наименьшую для площади степень дифференцированности по индексу Куно. По соотношениям $\text{MgO}-\text{FeO}_T-(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ породы суйсарского комплекса занимают отчетливо граничную позицию среди магматитов в Fe-Ti поле рудоносных пород (Скергаардский тренд) [110], переходную к полю с породами Cu-Ni специализации. Качественная оценка РТ-параметров для суйсарских магматитов по петрологическим критериям (модулям MgO/CaO , $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$) указывает на относительно более высокотемпературные условия кристаллизации материнского расплава при относительно более высоком давлении.

Довольно четко состав суйсарских магматитов обособливается по геохимии редких и редкоземельных элементов (рис. 5, 6). Для них характерно более выраженное фракционирование некогерентных элементов относительно заонежских, их спектры в области HFSE и HREE заметно более деплетированы относительно N-MORB. Долериты аналогично заонежским обеднены Sr. Среднее значение отношения Nb/Nb^* составляет 0,72, показывая незначительную отрицательную аномалию Nb. Редкие земли фракционированы интенсивнее по сравнению с заонежскими, из них наименее фракционированы тяжелые редкие земли: (средние значения) $\text{La}/\text{Yb}_N=3,7$, варьируя от 1,7 до 8,7; $\text{La}/\text{Sm}_N=1,74$, $\text{Gd}/\text{Yb}_N=1,53$. При этом общая сумма TR снижается (60,2 г/т против 97,8 г/т для заонежских). Параллельно уменьшается содержание Nb, Ta, Th.

Типохимические отношения высокозарядных элементов – Zr/Hf и Nb/Ta (рис. 6) – для пород суйсарского комплекса собственно площади листа Р-36-VIII незначительно варьируют относительно хондритового в области Nb/Ta отношения (средние 14,5 против 17 для хондрита), что указывает на незначительную роль флюидно-магматического взаимодействия при формировании пород.

Суйсарские магматиты на площади листа характеризуются, как и заонежские, низким значением отношений Sm/Yb_N (1,91), Ti/Y (373,15) и высоким – Lu/Hf (0,14). На диаграммах (рис. 5 (а-в), 6) это отражается, как и в случае заонежских, в приближенности и тренде фигуративных точек пород к значению указанных отношений для примитивной мантии, а также слабовыраженным деплетированием тяжелых редких земель относительно легких, что указывает на отсутствие граната в источнике. Однако, с учетом привлечения литературных данных по смежным западным территориям, тенденция к увеличению глубины источника намечается. Для суйсарских магматитов этих площадей источник плавления характеризуется как гранатосодержащий [27].

Согласно легенде Карельской серии листов ГГК-200 [78], возраст петротипа перидотитового суйсарского комплекса составляет $1\ 975\pm 24$ млн лет (Sm-Nd минеральная изохрона). Датирование долеритового суйсарского комплекса не удалось.

Койкарский гипабиссальный комплекс диорит-габбродолеритовый ($v\beta\text{KR}_{2k}$). Породы комплекса получили повсеместное распространение на площади листа.

Пластово-секущие тела северо-восточной части приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям ятулийского возрастного уровня (Габневский силл и сопряженные с ним к северу тела). Пудожгорский силл, а также расположенные южнее рои даек и малых тел прорывают гранитогнейсовые породы фундамента в виде эшелонированных скоплений, трассируя магмоподводящие разломы. В качестве версии Пудожгорский силл рассматривается как подводящий канал для формирования на своем продолжении в Онежской структуре Габневского силла [36].

Койкарский комплекс пород характеризуется отличным от всех прочих людикийских образований положением в региональных геофизических полях.

Выходы пород койкарского комплекса в северо-восточном борту Онежской мульды характеризуется повышенным неоднородным магнитным полем с линейными, дуговыми, реже – неправильными и изометричными положительными аномалиями преимущественно северо-западного простирания. Аномалии ярко выражены на карте аномального магнитного поля и на карте

локальных аномалий. Данные по физическим свойствам и особенности морфологии аномалий позволяют считать, что они обусловлены субвулканическими телами (силлами, дайками, малыми интрузиями) основного состава. Общий план, характеристика поля рассматриваемого блока позволяет предполагать здесь приближенную к поверхности крупную (более 50×50 км) палеоочаговую структуру габбродолеритового магматизма. В западной части площади в связи со сменой вмещающего субстрата и общего характера геофизических полей тела койкарского комплекса выражены более отчетливо локальными линейными или изометричными магнитными аномалиями (ΔT)_a от 500 до 2 000 гамм. Магнитная восприимчивость пород колеблется до $38\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС при средней $10\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС; остаточная намагниченность – от $300 \cdot 10^{-5}$ до $20\,000 \cdot 10^{-5}$ СГС при средней $10\,000 \cdot 10^{-5}$ СГС.

На основе различий в геологической позиции, отражающейся и в геофизических полях, и в составе пород комплекса, авторы выделили в нем две фазы внедрения.

Ранняя магматическая фаза, представленная метагаббродолеритами, метадолеритами ($v\beta KR_{1/2}^1 k_1$), слагает основание Габневский силл. Контакты вскрыты скважинами 68, 63 [62], 57 [50]. Породы образуют серию силлоподобных тел. Их сохранившаяся мощность по скважинам составляет от 9 до 90 м. Скважиной 62 вскрыто сразу два тела, остаточная мощность верхнего, перекрытого четвертичными отложениями (15,1 м), составляет 14,7 м, нижнее подсечено в интервале 43,4–91,5 м. Выраженных зон закалки у пород первой фазы не отмечается. Фиксируются интервалы брекчирования пород подошвы тел, а также развитие флюидно-эксплозивных образований по вмещающим метадоломитам туломозерской свиты [36].

Вскрытые скважинами два пластовых тела южнее обнажаются в районе Сухого мыса на берегу Онежского озера к югу от д. Пяльма. Выходы этих пород наблюдаются и в русле р. Пудож [85]. В метадолеритах встречаются ксенолиты сильно измененных перетертых метадоломитов размером $4,7 \times 1,7$ м [85].

Выходы пород первой фазы койкарского комплекса наблюдались по р. Пяльма. Здесь в обнажениях (обнажение 33) прослежены выходы силлообразных тел метагаббродолеритов, вытянутых в субмеридиональном направлении с разветвлениями и загибами на северо-запад и юго-восток. В экзоконтакте их с метадоломитами наблюдается оруденелая зона мощностью 0,6 м. Тела залегают в терригенно-карбонатных породах туломозерской свиты, контакты согласосекущие. Часть дайкообразных тел метадолеритов «залечивают» зоны разрывных нарушений. Серия подобных тел на восточном побережье Онежского озера перекрыты четвертичными отложениями и отрисованы, главным образом, по геофизическим данным.

Тела, сложенные образованиями первой фазы, не демонстрируют такой интенсивно проявленной дифференцированности состава, как более поздние метадолериты, хотя и у них содержание плагиоклаза достигает 70 %. Породы отличаются, прежде всего, визуалью, они менее раскристаллизованы (мелко-среднезернистые структуры – габброофитовые, офитовые с элементами микрогранофировых) и более изменены, что находит отражение в заметно осветленной окраске. Предшественниками [85] они отделялись в отдельную группу – «карельские диабазы» – в отличие от существенно менее измененных более поздних пород типа «пудожгорских», выделяемых в группу «йотнийских основных пород». Главными пороодообразующими минералами являются альбит и роговая обманка. По микроскопическому описанию содержание хлорита в породах составляет в среднем до 20 %, эпидота – до 5–10 %, биотита – 10–15 %, как правило, присутствует карбонат (до 5 %). Содержание титаномагнетита составляет 4–5 %, однако в породах присутствует еще и тонкораспыленный магнетит в актинолите, выделяемый при замещении железистого моноклинного пироксена амфиболом. В обнажении 166 на восточном берегу Онежского озера [85] наблюдается пересечение метадолеритов первой фазы более поздним порфириновидным метадолеритом.

Средний состав петрогенных оксидов пород первой фазы в сопоставлении с породами интрузий второй фазы приведены в таблице 2. Существенно более низкий коэффициент фракционирования вариететов, повышенная магнезиальность могут указывать на иные условия кристаллизации первой фазы и увязывается со всеми прочими различиями в содержании ведущих компонентов, а именно – более низким содержанием щелочей, фосфора, летучих, титана, и главное – железа. То есть, по всем показателям, они потенциально не рудоносны, в отличие от пород второй фазы внедрения. Спектры фракционирования редкоземельных элементов в области HREE приближены уже к таковым для OIB (рис. 6).

Особенно отчетливо различие разнофазных образований койкарского комплекса демонстрируется распределением и суммарным содержанием редких земель. Распределение TR в породах первой фазы менее дифференцированное: отношение La/Yb составляет 5,4 против 6,6 для пород второй фазы, а ΣTR – 85,6 г/т против 183,4 г/т (рис. 6)

Поздняя магматическая фаза представлена метагаббродиоритами, метадiorитами, мета-

лейкогаббро, метагаббродолеритами, титаномагнетитовыми метагаббро ($v\beta$ - δKR_2k_2), наиболее изученными в составе Пудожгорской интрузии и Габневского силла.

Таблица 2

Средний состав пород койкарского комплекса (без рудных горизонтов)

Вес. %	Первая фаза койкарского комплекса	Вторая фаза койкарского комплекса			
		Пудожгорский силл	Габневский силл	Среднее по Пудожгорскому и Койкарскому силлам	Койкарский силл
SiO ₂	50,25	53,07	43,75	48,41	46,15
Al ₂ O ₃	10,55	12,2	15,42	13,81	14,40
TiO ₂	1,75	1,83	3,60	2,71	2,82
Fe ₂ O ₃ общ.	12,85	17,39	21,13	19,26	20,10
MnO	0,19	0,25	0,20	0,22	0,19
MgO	11,8	2,79	2,90	2,84	3,86
CaO	6,04	6,0	7,86	6,93	8,03
Na ₂ O	1,08	3,58	2,80	3,19	3,32
K ₂ O	1,26	1,29	0,80	1,045	0,65
Σ щел.	2,34	4,81	3,60	4,21	3,97
P ₂ O ₅	0,17	0,39	0,26	0,33	0,25
п.п.п.	3,81	1,49	1,82	1,66	1,88
К фр.	1,12	7,2	7,29	7,56	5,21
Кол-во ан.	2	84	2	-	73

Пудожгорская интрузия выполнила приоткрытые трещины пластовой отдельности в гранитоидах, образовав пологопадающую на запад, а в плане линейно вытянутую на расстояние 25 км пластовую дайкообразную залежь северо-западного простирания с резкими подворотами на флангах [27]. В северной части контакт Пудожгорской интрузии с прорванными метагранодиоритами водлинского комплекса вскрыт скважиной 63 на глубине 44,5 м (забой – 51,2 м). Линия контакта четкая, под углом 36° к оси керна. В зоне экзоконтакта с глубины 28,4 м наблюдается слабое разгнейсование гранитоидов параллельно плоскости контакта, с глубины 39,2 м – их катаклазирование. Вскрытая часть интрузии представляет собой зону закалки. Эндоконтактные разности до глубины 46,5 м сложены афанитовыми метадолеритами, далее – мелко- до среднезернистых. Отдельные тонкие прослои (до 15 см) обогащены титаном. Породы слабо трещиноватые, по тонким трещинам развиваются хлорит, актинолит.

Своим южным флангом на площади сопредельного к востоку листа Пудожгорский силл сечет Бураковский расслоенный плутон. В пределах площади листа интрузия протягивается на 10 км. Внедрение тела произошло в условиях растяжения жесткой гранитогнейсовой рамы путем заполнения расплавом полостей, образованных кулисообразно смыкающимися трещинами отрыва. Азимут простирания интрузива в среднем 340°, угол падения 10–15° на юго-запад [36].

В наиболее полном разрезе Пудожгорского интрузива на Тубозерском участке [27] установлено две зоны: нижняя – габбровая, верхняя – диоритовая (рис. 8).

Габбровая зона мощностью 50 м выделяется по плагиоклазу (№ 50–67), петрофизическим свойствам и химическому составу. Основность плагиоклаза последовательно убывает вверх по разрезу (признак скрытой расслоенности). Породы относятся к нормальному ряду, характеризуются низкой глиноземистостью, высоким коэффициентом фракционирования (85 и более), высокой фемичностью и значительной долей рудного минерала (15–60 %).

Главные первичные типоморфные порообразующие минералы – плагиоклаз, моноклинный пироксен, титаномагнетит; эпигенетические – амфибол, эпидот, биотит бурый и зеленый, ильменит, сульфиды (халькопирит, борнит, пирит, сфалерит). Пироксен (диопсид-геденбергит) повсеместно амфиболизирован: в подрудной зоне это – ферроактинолит, в рудном – ферророговая обманка. Амфибол в дальнейшем может уралитизироваться, иногда с образованием уралитовой каймы, участками биотитизируется.

Габбровая зона делится на два горизонта равной мощности: подрудный и рудный. Рудный горизонт не имеет резких литологических границ, но четко фиксируется по составу и физическим свойствам. Характерно появление в нем наряду с лабрадором более кислого плагиоклаза – андезина. Стратиформный горизонт окисных титаномагнетитовых руд мощностью около 20 м залегает параллельно лежащему контакту интрузива и завершает габброидную часть разреза. На поверхности габбровую зону слагают, как правило, массивные от мелко- до среднезернистых метагаббродолериты с габброофитовой структурой и лейкогаббро. Иногда в шлифах наблюдается микрогранофировая структура. Породы относительно слабо изменены, содержание хлорита составляет до 10–15 %, биотита – до 10 %, амфибола (преимущественно роговой

обманки) – до 30 %.

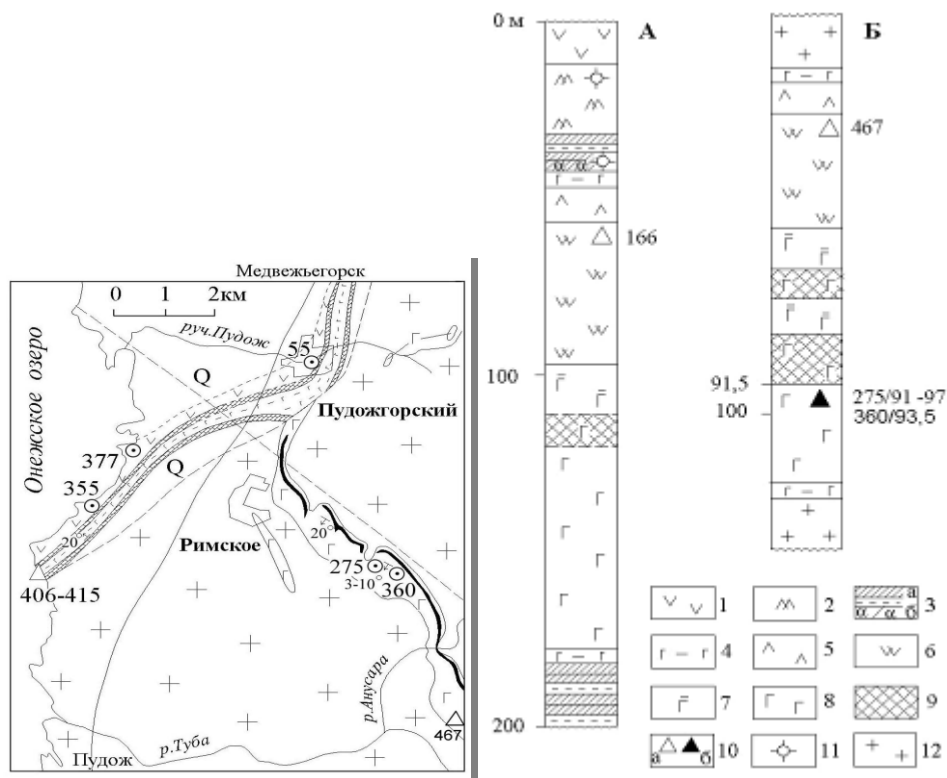


Рис. 8. Разрез Койкарско-Святнаволоцкого (А) и Пудожгорского (Б) интрузивов (Филиппов, 2007).

1 – базальтовые лавы и лавобрекчии; 2 – апофиз силла; 3 – доломиты, реже – алевролиты и песчаники с карбонатным цементом (а) и везувиановые скарны по ним (б); 4 – эндоконтактные зоны интрузивов (афанитовые-м/з габбродолериты); 5–7 – диоритовая зона и горизонты: 5 – такситовый, 6 – гранофировый, 7 – надрудный; 8 – габбровая зона – подрудный и рудный горизонты; 9 – титаномагнетитовый рудный горизонт; 10 – пробы на радиогенный возраст: по циркону (а), пироксену (б); 11 – образцы; 12 – плагиомикроклиновые граниты.

Диоритовая зона выделяется по плагиоклазу (№ 36–40 и 5–8) и химическому составу, имеет мощность 6 м и подразделяется на четыре горизонта. Лейкократовый горизонт мощностью 40 м, занимающий центральную часть зоны, сложен биотит-амфиболовыми кварцевыми диоритами натровой серии и умеренной глиноземистости. В составе лейкократового горизонта выделяются специфические по структуре породы – гранофировые метадиориты. Гранофировые срастания с кварцем образует поздний альбит. В нем выделяются пять двучленных ритмов, слои в которых обогащены K_2O (до 3,17 %) или Na_2O (до 6,76 %) за счет преимущественного развития анортклаза или альбита. Рудные минералы представлены титаномагнетитом, а также магнетитом и гематитом. Мезократовые горизонты, обрамляющие лейкократовый, сложены биотит-амфиболовыми метадиоритами К-Na серии пониженной глиноземистости (0,63) и повышенной фемичности (20,2). Меланократовый горизонт имеет незначительную мощность (3,1 м) и существенно амфиболовый состав. Пироксена в нем даже в виде реликтов не установлено.

По основным характеристикам дифференциаты диоритовой зоны относятся к породам нормального ряда, а по коэффициенту алкаитности (0,7–0,93) – к умереннощелочному ряду, семейству умереннощелочных диорит-монцонитов (мезократовые разности) и умереннощелочных кварцевых диоритов – кварцевых монцонитов (лейкократовые).

В целом, средневзвешенный состав Пудожгорской интрузии характеризуется низкой глиноземистостью и магниезальностью, повышенными – железистостью и титанистостью, что характерно для континентально-толеитового (траппового) магматизма, щелочностью высоким коэффициентом фракционирования. Содержание P_2O_5 составляет 0,30 %. Количество свободного ильменита увеличивается вверх по разрезу. Присутствие псевдоморфоз титанита по титаномагнетиту свидетельствует о повышенной концентрации фтора в остаточных растворах.

Габневский силл впервые установлен и разбурен на полную мощность в 1951 г. скважиной 68 (рис. 9). Истинная мощность силла составила 140 м. Прослеживаются зоны закалки мощностью от 0,3–1 м в подошве до 15,8 м – в кровле (скважина 62), сложенные мелкозернистыми до

афанитовых метадолеритами. В эндоконтактах наблюдается милонитизация пород с развитием маломощных прослоев милонитов, сложенных хлорит-актинолитовыми породами, а также брекчирование. Брекчирование фиксируется и в подошве тел метадолеритов, вскрытых скважиной 68, где обломки доломитов цементируются метадолеритами. В кровле тел, как правило, фиксируются горизонты хлорит-карбонатных, тальк-карбонатных металевролитов (скважина 68 и др.). В интервале глубин 150,2–161,3 м были вскрыты бедные и средневкрапленные титаномагнетитовые руды с содержанием $Fe_{вал.}$ в наиболее обогащенных слоях до 23 %. В строении Габневского силла, так же как и в Пудожгорском интрузиве, выделяется три горизонта (рис. 9). Тело образует достаточно протяженные выходы в береговой линии Онежского озера – район мыса Сухой наволок, где эрозией вскрываются все слагающие его горизонты и подстилающие силлы метадоломиты [36]. Рудный горизонт четко выделяется по магнитной восприимчивости – $(170–317) \cdot 10^{-5}$ ед. СИ, видимая мощность его – около 30 м. По сравнению с рудами Пудожгорского месторождения он характеризуется пониженным содержанием $Fe_{вал.}$ и TiO_2 . Выходы наиболее дифференцированных пород силла – метамонцодиоритов – встречены в обнажении 69. Это лейкомезократовые породы массивные среднезернистые с габброофитовой, с элементами гранофировой структурой. Содержание кварца ~3 %, образует отдельные зерна, а также входит в состав гранофировых сростков. Содержание рудных минералов в шлифе достигает 15–25 %, представлены они титаномагнетитом и псевдоморфозами титанита по нему, ильменитом.

Средний состав основных петрогенных компонентов приведен в таблице 2 и хорошо отражает специфику и различную степень дифференцированности пород койкарского комплекса.

Койкарские магматиты имеют ряд отличительных особенностей в геохимии редких и редкоземельных элементов (рис. 5, 6). Состав их заметно варьирует сообразно вариациям петротипических разностей, однако в целом породы характеризуются максимальной обогащенностью TR (от 85 до 113–156 г/т), особенно – LREE и наименьшей степенью их фракционирования. Наименее фракционированы тяжелые редкие земли: (средние значения) $La/Yb_N=2,56$; $La/Sm_N=1,43–1,76$, $Gd/Yb_N=1,3$. Параллельно породы койкарского комплекса наиболее обогащены Nb, Ta, Th.

Помимо охарактеризованных наиболее известных Пудожгорского и Габневского массивов койкарского комплекса, на восточной части площади листа Р-36-ХVIII к нему отнесено еще значительное количество более мелких тел, расположенных к северу и югу от указанных интрузий, а также на островах Онежского озера вблизи восточного побережья. Вероятнее всего, большинство из них представляет раннюю фазу. Тела выделены в койкарский комплекс по совокупности тех или иных приведенных выше типоморфных признаков комплекса, а именно: повышенной намагниченности, относительно интенсивно проявленным приконтактным изменениям, дифференцированности состава, наличию характерных микроструктур (микрогранофировых, такситовых, пегматоидных), присутствию гиперстеновых разностей и особенностям петро- и геохимических характеристик.

Для тел, залегающих в юго-восточной части площади, предшественниками [62, 99] отмечалось преобладающее пологое падение на юго-запад, хотя зафиксированы случаи с крутым (60°) и вертикальным падением. В качестве приконтактных изменений описывается катаклаз, подвижки по зонам контактов с превращением метадолеритов в актинолит-хлоритовые породы. Вмещающие гранитоидные породы архея приобретают кирпично-красный цвет, аплитовидный облик в результате флюидно-термального воздействия.

На сопредельных территориях в экзоконтактных зонах пород койкарского комплекса отмечалось скарнирование, альбитизация, карбонатизация, сульфидизация.

Следует особенно отметить две типоморфные особенности обсуждаемых пород – присутствие в составе гиперстеновых метадолеритов и лейкократовых дифференциатов, нередко с такситовой текстурой.

Гиперстеновые метагаббродолериты и метадолериты только предшественниками описаны в составе комплекса [85]. Они не имеют самостоятельного развития и всегда тесно связаны с обычными мафитами. Породы характеризуются низкой степенью измененности, сохраняется часто зональный (от лабрадора до андезина) плагиоклаз, гиперстен (до 25 %), ксеноморфный моноклинный пироксен (20–25 %) – пижонит с избытком гиперстенового минерала, бурая роговая обманка, развивающаяся в виде оторочек по пироксену.

На востоке площади в составе обсуждаемого комплекса описаны лейкократовые метадолериты и долеритовые метапегматиты [85]. Они встречены среди обычных метадолеритов в виде шлировых выделений, жил и самостоятельных слоев в надрудных горизонтах (см. выше). Для них характерно высокое содержание плагиоклаза, иногда образующего пойкилокристаллы (~70 %) и микрогранофировых (микропегматитовых) сростаний. И если в обычных метадолеритах последние составляют до 10 % объема породы, в металеюкдолеритах – до 50 %. Одно-

временно с кварц-альбитовыми сростками в породе нередко возрастает количество позднемагматических фаз – апатита, биотита, рудных минералов и др. Своеобразные высоконатровые крупнозернистые металекодолериты койкарского комплекса получили «местное» название «карьялиты» [27].

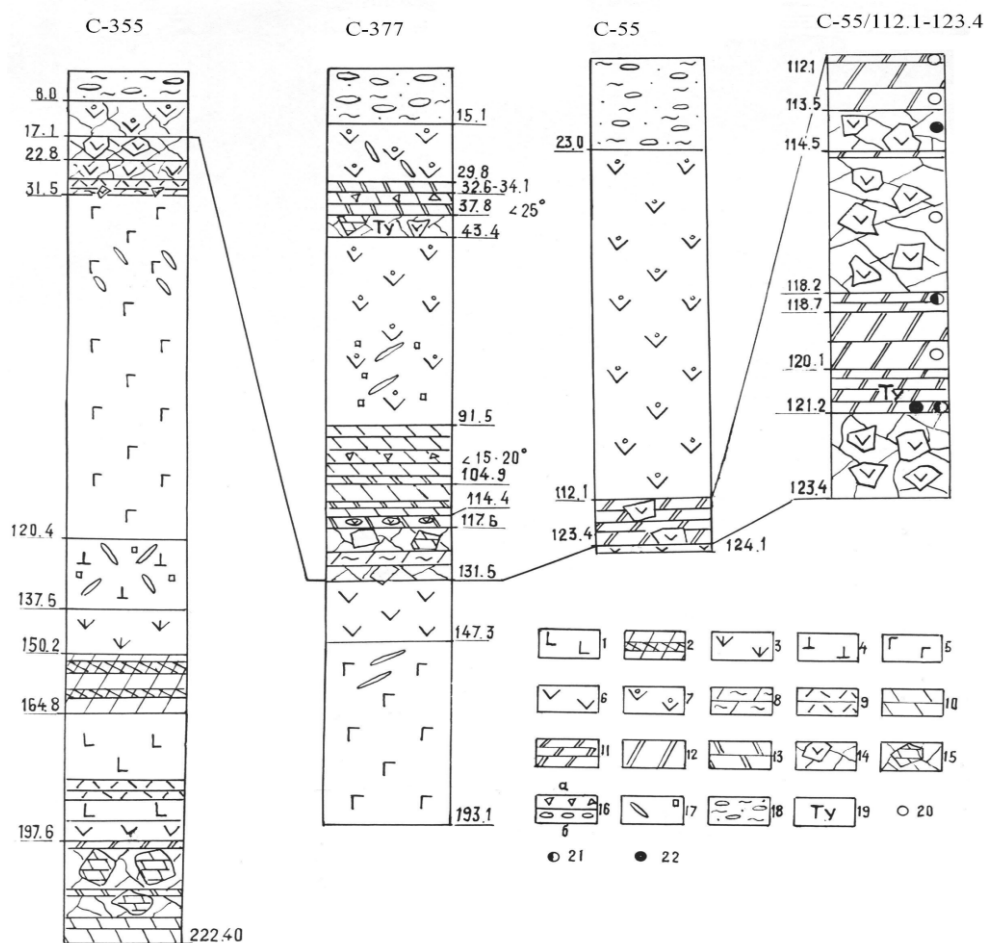


Рис. 9. Колонки скважин с зонами контактов фаз койкарского комплекса.

1–6 – вторая фаза (Габневский дифференцированный силл габродолеритов): горизонты: 1 – подрудный; 2 – рудный; 3–5 – надрудный (3 – слой мелкозернистых амфиболизированных габродолеритов, 4 – слой средне- и крупнозернистых уралитизированных габродолеритов, 5 – слой, наиболее обогащенный кремнеземом – от кварцевых и гранофировых лейкодиоритов до кварцевых монцититов с андезином, альбитом и шахматным альбитом); 6 – эндоконтактные габродолериты (от афанитовых до мелкозернистых); 7 – первая фаза (безрудный недифференцированный силл долеритов); 8–9 – зоны милонитизации с образованием тальк-карбонатных (8) и хлорит-актинолитовых (9) пород; 10 – доломит массивный и полосчатый; 11–16 – флюидизационно-взрывные образования (11 – гипс полосчатый, 12 – гипс массивный, 13 – предполагаемые слои гипса, 14–15 – зоны брекчирования с обломками долерита (14), доломита (15) и цементом различного состава, 16 – слои с мелкими обломками доломита (а), мелкими гальками кварца, песчаника, доломита (б)); 17 – карбонатизация прожилковая и вкрапленная; 18 – нерасчлененные моренные и озерные песчано-гравийные отложения террас; 19 – турмалиновая минерализация. ([36], с добавлениями).

Анализ типовых особенностей койкарского комплекса и массива данных по магматитам позволил обнаружить следы его присутствия и на площади Заонежского п-ва. Предшественники [99] среди пород заонежского комплекса выделили особый тип метадолеритов – магнетитовые метадолериты. Они закартированы в двух местах: в 2,5 км к юго-западу от юго-западного окончания оз. Падозеро, где образуют шток размером до 1,5 км и на юго-западном берегу оз. Ковдозеро (западный берег оз. Косозеро), залегая в виде дайкообразного тела длиной до 500–700 м и мощностью около 20–30 м. В первом случае магнетитовые разности представлены метадолеритами и метагабродолеритами, во втором – метадолеритами. В одном и другом случаях на участках развития указанных пород аэромагниторазведкой установлены магнитные аномалии таких же параметров, но смещенные на карте на 600–800 м на восток. В структурном отношении обе интрузии приурочены к приосевым частям антиклинальных складок и локализируются среди пестроцветных металевоаргиллитов нижней подсветы заонежской свиты. Мак-

роскопически – это зеленовато-темно-серые массивные мелко- и среднезернистые породы. Под микроскопом образуют преимущественно бластоофитовую и бластогабброофитовую структуры. Плагноклаз (олигоклаз-андезин), составляющий 20–40 %, образует крупные лейсты, чаще сохраняется только в виде реликтов, замещается альбитом, соссюритом, хлоритом. Актинолит (40–50 %), заместивший нацело пироксен, в свою очередь замещается биотитом, хлоритом. Лейкоксен (3–10 %) в виде крупных неправильных зерен замещается магнетитом, иногда содержит тонкую кайму титанита, содержит мелкие включения плагноклаза, эпидота. Магнетит в виде неправильных кристаллов замещает иногда и актинолит либо образует самостоятельные зерна, часто в ассоциации с кварцем, составляет 8–10 %. Магнетитовые метадолериты при просмотре шлифов встречены в скважине 73. Магнетит (до 10 %) образует крупные кристаллы до 2×2 мм, развивается по микротрещинам, в виде мелкой сыпи в интерстициях между породообразующими фазами, вплоть до формирования сидеронитовых структур. Ассоциирует с хлоритом, биотитом, т. е. кристаллизуется на аутометасоматической стадии.

Б. А. Подкопаев предположил, что данный тип пород может относиться к койкарскому комплексу. Это предположение поддержали и развили в ходе работ сотрудники ПГО «Невскеология» и ВСЕГЕИ [59]. Магнетитосодержащие долериты были отнесены к койкарскому комплексу, тела их отрисованы по локальным магнитным аномалиям, в разрезах они занимают секущее положение по отношению к породам заонежского комплекса, будучи приуроченными к ядерным частям антиклинорных структур в зонах складчато-разрывных дислокаций. Ряд исследователей называет их «дайками» метагаббродолеритов [27].

Помимо магнетитосодержащих метадолеритов просмотр шлифов предшественников и материалов, полученных в ходе работ, позволил установить присутствие на площади Заонежского п-ва среди пород заонежской и суйсарской свит в общем не свойственных им дифференцированных разностей основных пород: металекодолеритов, метакаръялитов, пегматоидных метадолеритов (обнажение 67, скважины 26, 25, 45). Породы сложены содержащими мелкие миндалины микро- и мелкозернистыми метадолеритами микроплагнопорфировидными с афировой основной массой. На отдельных участках лейсты плагноклаза размером до 1–2 мм образуют гломеропорфировидные скопления. Интерстиции между альбитом офитового основания выполнены хлоритом, актинолитом с высоким содержанием мелкозернистого титанита (до 10–15 %). В породах заметна рассеянная мелкая сульфидная вкрапленность (до 3 %). Сульфиды образуют ксеноморфные выделения до 1 мм, выполняют совместно с кварцем мелкие миндалины. Кварц содержится в миндалинах в подчиненном количестве, в породе в целом его 1–3 %. Появляется хлорит с ярко зелеными оттенками плеохроизма.

Предшественниками [99] отмечается секущий контакт интрузивов, которые отнесены авторами к койкарскому комплексу, например, вскрытых скважиной 26. Просмотр шлифов по этой скважине показал присутствие там каръялитов на глубинах 81; 150,4 и 243 м. По скважине 45 было сделано заключение о том, что метагаббродолериты II типа секут «тявзинские», т. е. заонежские, при этом метакаръялиты отмечены на глубине 226 м.

Таким образом, устанавливается присутствие пород койкарского комплекса не только в бортовых частях Северо-Онежской мульды, но и на Онежском п-ве. При этом развитие его отчетливо тяготеет к зонам складчато-разрывным дислокаций. Учитывая этот факт пространственной связи и фактуру по приконтактовому воздействию пород комплекса, а также рудную специализацию конечных дифференциатов койкарского комплекса, напрашивается вывод о том, что этот магматизм является одним из начальных промежуточных звеньев в цепи образования комплексных рудоносных метасоматитов падминского типа.

Согласно Легенде Карельской серии листов ГКК-200 [66, 67], возраст петротипа койкарского комплекса составляет $2\ 150 \pm 60$ млн лет. Последние данные [39] показали, что Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий интрузивы имеют людиковийский возраст: $1\ 983,4 \pm 6,5$ млн лет. Эти данные коррелируются с U-Pb возрастом цирконов для серии «диабазовых» даек, прорывающих ятулийские осадки в Финляндии – $1\ 965 \pm 0$ млн лет (Vuolo, Piirainen, 1992). U-Pb датирование цирконов из кварцевых долеритов Лебецины показало возраст $1\ 956 \pm 5$ млн лет.

В рамках проведенных работ по ГДП-200 определялся возраст габбродолеритов ранней фазы внедрения койкарского комплекса. Изотопные исследования осуществлены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ U-Pb методом. Обработаны две группы конкордных кластеров: конкордный кластер с возрастом $2\ 018,6 \pm 7,9$ млн лет для цирконов с величиной $Th/U=0,6-1,08$, $СКВО=0,0082$; конкордный кластер с возрастом $1\ 933,3 \pm 8,4$ млн лет с величиной $Th/U=0,14-0,44$, $СКВО=0,029$. Скорее всего, эти цирконы дискордантны и их следует обработать, как единую дискордию с параметрами пересечений – магматический этап $2\ 037 \pm 180$ млн лет и наложенное термальное воздействие $1\ 933 \pm 8,4$ млн лет. Этот возраст увязывается с процессами становления второй, наиболее активной с точки зрения воздействия на породы, фазы койкарского

комплекса.

Кимозерский кимберлитовый комплекс ($tK\mathbb{P}_2k$) представлен одним телом, расположенным к юго-западу от одноименного озера, залегает среди пород суйсарской свиты. Кимозерское проявление палеопротерозойских кимберлитов выявлено в 90-е годы XX века при поисковых работах на алмазы, проводимых австралийской компанией ЭМЛ [111, 112, 113]. Тогда же была составлена схематическая геологическая карта объекта [112, 113].

В магнитном поле по результатам аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000 [112] Кимозерское кимберлитовое тело (ККТ) выделяется отчетливой аномалией интенсивностью порядка 340 нТл, точно соответствующей аномалии по наземной съемке. ККТ локализовано в пластовом теле долеритов, прослеживающихся на 25 км с юго-востока на северо-запад при ширине 5–6 км [112, 113]. В ряде скважин в экзоконтактовой зоне при дальнейшем изучении кимберлитов компанией Rio Tinto – преемником ЭМЛ – среди метадолеритов вскрыты также маломощные прослои шунгитсодержащих метаалевролитов. Во вмещающих породах экзоконтактовой зоны отмечаются незначительные изменения – амфиболизация, хлоритизация, серпентинизация. Нередки маломощные инъекции (от первых сантиметров до десятков сантиметров) кимберлитов во вмещающие метадолериты. В ряде случаев отмечаются тектонизированные контакты с зеркалами скольжения и развитием вторичных минералов по ним и/или жил кварц-карбонатного состава.

Тело залегает субсогласно с вмещающими породами и ориентировано в северо-западном направлении. Метакимберлиты подверглись интенсивным сдвиговым деформациям, что ставит под сомнение сохранность первичных морфологических особенностей диатремовой части [18]. Доказательством этому, в частности, могут служить следы деформаций на вкрапленниках флогопита, а именно часто встречаемые кинк-зоны, скрученные формы. На современном эрозионном срезе тело имеет форму вытянутого согласно простиранию метадолеритов овала с морфологией пологой залежи размером 800×2 000 м и мощностью 20 м на западном фланге, 40 м – на восточном. Непосредственно ядерную часть тела слагают измененные метадолериты. Вдоль осевой части структуры в пределах долеритового ядра и по его обрамлению установлены субизометричные и овальные по форме кимберлитовые подводящие каналы размером от 10–15 до 100 м в поперечнике. Кроме того, тело сечется единичными дайками метакимберлитов мощностью до 10 м [113].

Комплекс образован метаморфизованными и метасоматически измененными метакимберлитами, их брекчиями, метатуфами с варьирующим в широких пределах содержанием псевдоморфоз по оливину двух генераций (до 60 %) и флогопиту трех генераций (от 0 до 50 %). В составе пород присутствуют ксенолиты глубинных и вмещающих образований (до 10 %), продукты резургентного происхождения, автолиты. Ксенолиты и связующая матрица, как и вкрапленники, замещены вторичными минералами. Результаты специальных исследований [2] показали, что основная масса карбоната кимберлитов является первичной, т. е. карбонат образовался за счет глубинного углекислого мантийного флюида.

Согласно распространенному мнению, породы ККТ относятся к кратерной и жерловой фациям, фрагментарно развиты тонкослоистые кратерные образования, в виде обломков присутствуют порфиновые метакимберлиты [2]. К признакам кратерных отложений метакимберлитов, слагающие пологую залежь, относят размерную сортировку, а также косослоистые текстуры. На западном крыле и южном фланге Кимозерской структуры, выделяющиеся породные разновидности кимберлитов залегают, подчиняясь довольно выдержанной стратификации, теряющей, однако, свою определенность на большей части восточного крыла. Слоистые структуры отмечаются во всех типах кимберлитов [113].

В составе залежи визуально различаются четыре разновидности пород, слагающих, соответственно, закартированные горизонты. Однако при петрографическом изучении [113] выделяемые разновидности оказываются сходными по минеральному составу и структурам, отличаясь в основном по величине зернистости, количественному соотношению порообразующих минералов (рис. 10), ксеногенной углеродсодержащей примеси и степени метаморфических изменений (рис. 11, № 3). В связи с этим специалисты компании Де-Бирс высказали предположение, что подразделения кимозерских кимберлитов могут представлять собой не столько самостоятельные фациальные типы кимберлитов, сколько их метаморфические вариации. Эти выводы подтверждаются также данными, полученными в результате работ.

Исследователи [2] выделяют несколько фаз внедрения, относя к производным различных фаз породы пологозалегающей залежи и штоков либо рассматривая штоки в качестве подводящих каналов, отмечая их различие в составе между собой. Авторы разделяют точку зрения первых исследователей ККТ и считают, что метакимберлиты жерловой фации слагают являющиеся подводящими каналами «трубочные» тела и принципиально не отличаются от метахим-

берлитов пологой залежи. З. Л. Афанасьева же [2] выделяет их в третью фазу внедрения и подчеркивает петро- и геохимическое различие.

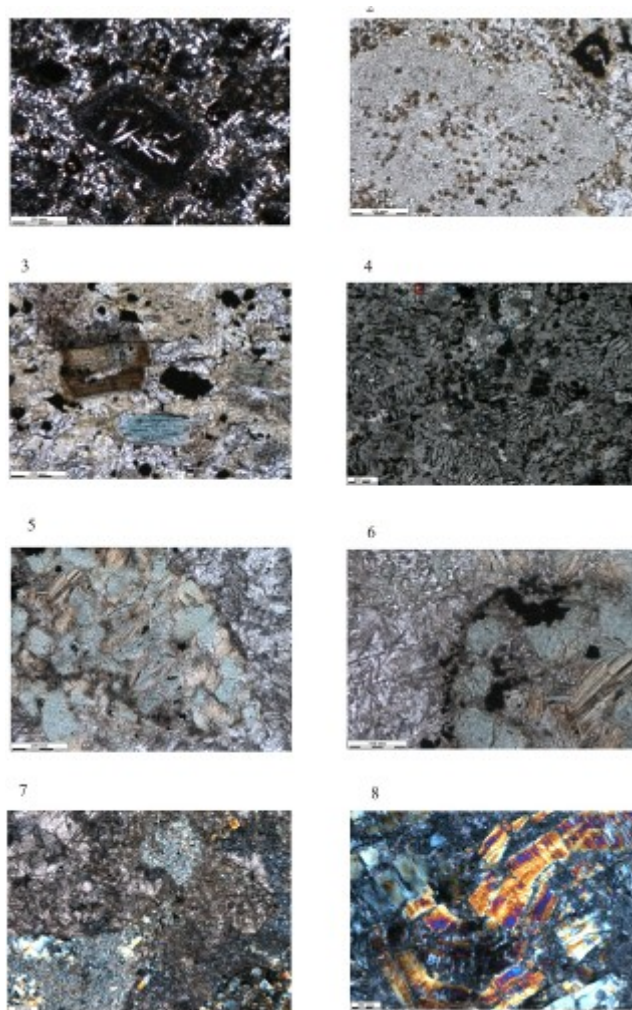


Рис. 10. Породообразующие минералы метакимберлитов Кимзерского тела.

1 – псевдоморфоза лизардита по оливину с каймой монтichelлита, по которому развивается тремолит, на лизардит в центре зерна накладывается антигорит с выделением Fe-Mg карбоната, флогопитовый горизонт, шл. 604000, $\times 2,5$, N+; 2 – то же, $\times 10$, N-; 3 – зональный вкрапленник флогопита с каймой, демонстрирующий тетраферрифлогопитовый тренд, ниже – зерно флогопита, полностью хлоритизированное, скв. 8, гл. 10,4 м, N+; 4 – замещенный карбонатом «пакетный» флогопит с титанитом в углеродсодержащих туфобрекчиях, шл. 603600, N+; 5 – выделение глиммеритоподобного слюдита в карбонат-серпентиновой туфобрекчии, шл. 603700_1, $\times 10$, N-; 6 – то же, с каймой рудных минералов, $\times 20$, N-; 7 – «рваные» обособления слюдяных кимберлитов в карбонат-серпентиновой туфобрекчии, шл. 603700_1, $\times 10$, N-; 8 – деформированные (скрученные) вкрапленники флогопита в карбонат-серпентиновой туфобрекчии, шл. 603700_1, $\times 5$, N-.

По данным В. В. Ушкова [113], кимберлитовые брекчии трубок включают от 10 до 80 % обломков от округлой до угловатой формы. Размер обломков более значительный (до 20–30 см в поперечнике) в более мелких штоках. Глубинных ксенолитов в кимберлитах не встречено, однако постоянное присутствие мантийных ксенокristов, в первую очередь – хромшпинелидов, свидетельствует об их изначальном существовании. Впоследствии глубинные ксенолиты, по-видимому, были переработаны интенсивными наложенными процессами.

Среди обломков коровых пород преобладают амфиболовые (актинолит-тремолитовые) по вмещающим метадолеритам. Значительно более мелкие и редкие обломки представлены углеродсодержащими, карбонатными породами, метапесчаниками. Факт присутствия обильных ксенолитов метадолеритов весьма важен, т. к. может объяснить природу источника дополнительной кремнекислоты для широкого развития такого нехарактерного для кимберлитов вторичного минерала, как амфибола актинолит-тремолитового ряда.

По текстурно-структурным характеристикам среди пород ККТ выделяются свыше 10 разновидностей кимберлитов. Однако по минеральному составу метакимберлиты целесообразно разделять на флогопитовые и бесслюдяные с незначимым количеством флогопита [113]. С по-

вышенным содержанием слюды, так или иначе, коррелируется обогащенность кимозерских пород магнетитом. Такое их разделение по минералогическим признакам находит отражение и в особенностях химического состава. На этом основании логично объединить метакимберлиты I–II (углеродистого и серпентинового) и III–IV (магнетитового и флогопитового) горизонтов и рассматривать их, в первом приближении, как, соответственно, производные первой и второй фаз внедрения с внутренними фациальными границами.

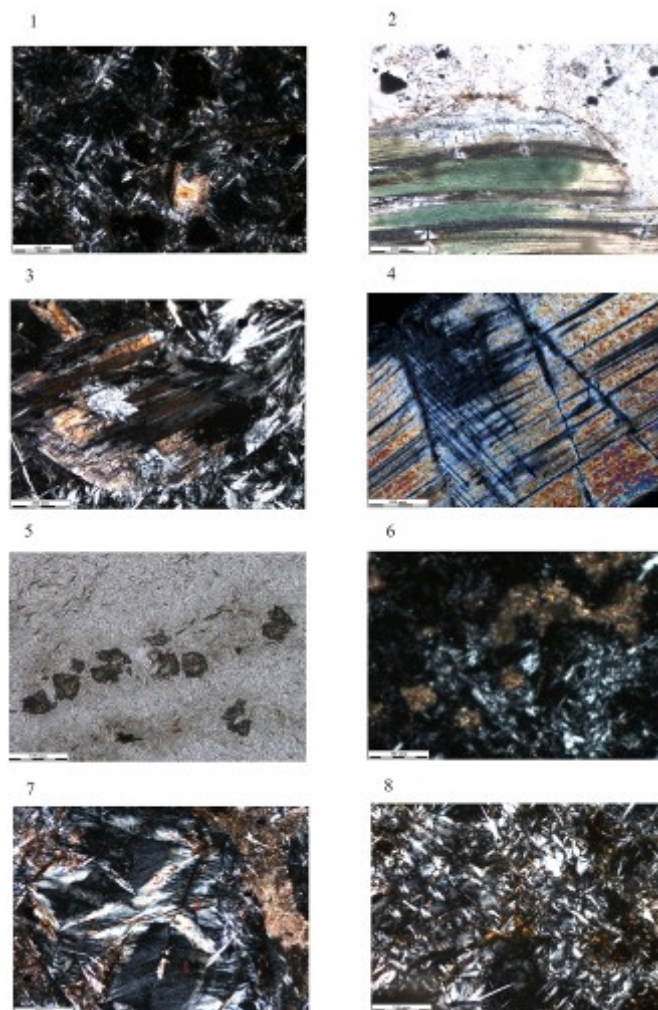


Рис. 11. Породообразующие и акцессорные минералы ККТ.

1 – деформированный вкрапленник флогопита с кинк-зонами, шл. 604000, $\times 20$, N+; 2 – то же, как следствие – полосчатый, чередование замещенных и нет хлоритом зон, шл. 8, гл. 16 м, $\times 10$, N-; 3 – развитие антигорита в хлоритизированном флогопите по кинк-зонам, скв. 8, гл. 42 м, $\times 10$, N+; 4 – то же, магнетита, скв. 8, гл. 16 м, $\times 10$, N+; 5 – псевдоморфозы титанита по перовскиту в хлорит-актинолитовой матрице углеродсодержащей туфобрекчии, шл. 603600, $\times 20$, N-; 6 – то же, и ильмениту (удлиненные зерна в правом верхнем углу); 7 – три генерации серпентина в псевдоморфозе по оливиному, реликты раннего лизардита (1) замещаются по периферии и петельчатым трещинам антигоритом (2), все сечется тонкой поперечной трещиной, выполненной поздним хризолитом (3), скв. 8, гл. 38 м, $\times 10$, N+; 8 – антигорит преобладает в матрице кимберлитовой брекчии, сохраняется реликтовый лизардит.

В обеих разновидностях вкрапленники представлены оливином и флогопитом. Индивиды оливина I генерации (до 60–70 % объема породы) – округлые, угловато-округлые (в том числе обломки), достигают 5–6 мм по длинной оси. Мелкие кристаллы II генерации (<1 мм) сохраняют кристаллографическую огранку. Микролиты основной массы не сохранились. Оливин на различных этапах замещается лизардитом, розетковидным антигоритом и/или карбонатом, иногда с примесью талька, брусита. Иногда на нем наблюдаются каймы предположительно монтчеллитового состава, по которым затем развивается актинолит-тремолит (рис. 10, № 1, 2). Таблитчатый флогопит (от 0 до 60 %) достигает размеров до нескольких мм, почти полностью хлоритизирован, редко (встречены только в магнетитовых разностях) сохраняются реликты, измерен их состав в обр. 603900, 8/10. По данным З. Л. Афанасьевой [2], слюды кимозерских кимберлитов попадают в область оранжеев, в некоторых шлифах сохранившийся флогопит

демонстрирует тетраферрифлогопитовую тенденцию (рис. 10, № 3).

По результатам анализов измененный состав слюд более соответствуют кимберлитам, демонстрируя тренд изменения состава к периферии в сторону повышения глиноземистости, понижения титанистости и железистости. По соотношению K_2O/Al_2O_3 против MgO/FeO_2 флогопит из кимберлитовой брекчии штока (обр. 8/10) попадает в поле флогопитов кимберлитов, из брекчии «магнетитовых» кимберлитов – в область, пограничную между пикритами и лампроитами. Расположение вкрапленников флогопита иногда обуславливают флюидальную текстуру пород. Своеобразные по форме, «пакетные агрегаты», по терминологии Ушкова [112], хлоритизированных вкрапленников флогопита содержатся в верхнем горизонте брекчий. Фрагменты, похожие на эти специфические образования, наблюдаются в горизонтах первой фазы внедрения (рис. 10).

Как результат более поздних деформаций (сдвигов) вещества во вкрапленниках флогопита наблюдаются структуры типа кинк-зон (рис. 11, № 1, 2, 3.). В результате образуется «полосатый» флогопит – чередуются неизменные полосы с хлоритизированными, при этом часто по зонам излома развивается антигорит.

Микролиты флогопита основной массы распознаются по реликтовой форме в обломках порфировых метакимберлитов. Связующая масса метакимберлитов выполнена серпентином, хлоритом, карбонатом (кальцитом, Mg-Fe карбонатами), рудными минералами (хромшпинелидами, ильменитом, перовскитом, магнетитом, сульфидами) с меньшей долей талька, брусита, местами с хлоритизированной слюдой, присутствует апатит. Ильменит и перовскит, как правило, замещаются титанитом (рис. 11, № 5, 6).

Среди серпентинов ведущую роль играет антигорит, в подчиненном количестве содержится лизардит и хризотил, составы подтверждены рентгенографией и термическим анализом [31]. Соотношение серпентинов в породе является хорошими маркерами наложенных процессов. В ходе работ выявлены следующие закономерности:

– Первичный лизардит сохраняется в виде реликтов (рис. 11, № 7). Обычно производные ранней серпентинизации практически немагнитны.

– Участками, «пятнами», подчеркивая невысокую – не собственно зеленосланцевую степень метаморфизма пород – по лизардиту развивается более высокотемпературный розетковидный антигорит (рис. 11, № 8.)

При этом иногда выделяется железисто-магнезиальный карбонат (рис. 10, № 1). Развитие антигорита происходит при повышенном окислительном потенциале, сопровождается высвобождением массы Fe, Ni, появлением заметного количества реакционно способного Cr. С высвобождением Fe связано выделение и перекристаллизация магнетита (рис. 12, № 1), повышение магнитности пород. Этот аспект необходимо привлекать для объяснения различий в магнитных свойствах кимберлитовых разностей пород Кимозера. Высвобождением при антигоритизации Cr объясняется его повышенное до 1,6–3,2 % содержание Cr_2O_3 в хлорите практически во всех проанализированных разностях ККТ.

В метагипербазитах низкоградных фаций метаморфизма образование антигорита связывается с повышением давления, с локально проявленным контактовым метаморфизмом. Процессы низкоградного метаморфизма, в целом, проявлены крайне неоднородно, характер минеральных преобразований контролирует проницаемость пород для флюидов. Поэтому степень серпентинизации, включая антигоритизацию, может колебаться от незначительной до полной и, как правило, понижается с глубиной. Иногда границу «метаморфического фронта» можно наблюдать прямо в шлифах (рис. 3.12, № 2). С замещением лизардита антигоритом связано параллельное выделение брусита (связывается высвобождающийся магний).

На лизардит и антигорит еще более локально накладывается хризотил, как правило, в виде мономинеральных прожилков, в том числе по трещинам спаянности в псевдоморфозах по оливину (рис. 12, № 3) или совместно с поздним карбонатом (рис. 12, № 4), либо по трещинам отслаивания (рис. 12, № 5). Этот процесс, по-видимому, связан уже с наложенным более поздним метасоматозом, возможно, параллельным по времени с формированием метасоматитов зон складчато-разрывных дислокаций. По-видимому, синхронно с этим процессом идет выделение еще более позднего магнетита, накладывающегося на сформировавшиеся к этому времени кинк-зоны во флогопите (рис. 11, № 4), а также образование талька в ассоциации с поздним карбонатом по прожилкам и такситовым агрегатам (рис. 12, № 6).

Амфибол актинолит-тремолитового ряда является распространенным в породах ККТ метаморфогенным минералом. Развитие его, как уже отмечалось выше, тяготеет либо к контактам с метадолеритами, либо к участкам, насыщенным ксенолитами долеритов. Развивается по матрице, псевдоморфозам вкрапленников, ксенолитам (рис. 12, № 7).

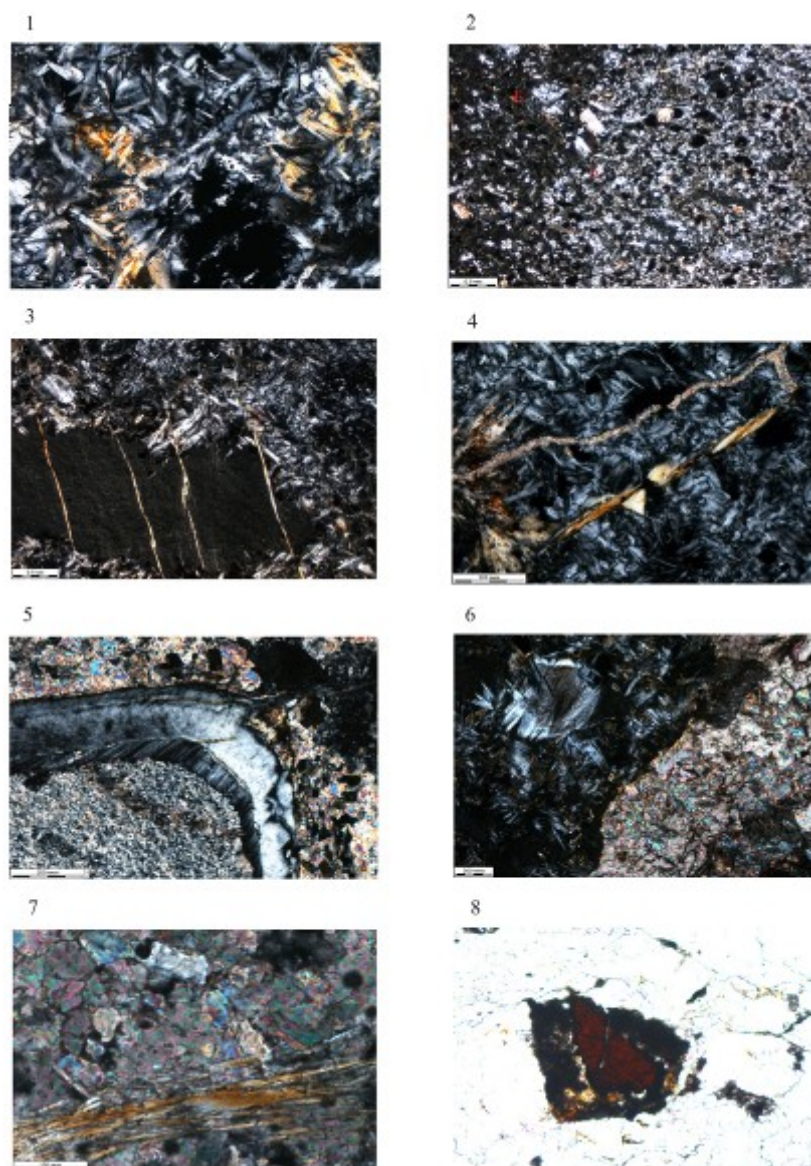


Рис. 12. Вторичные минералы метакимберлитов Кимозера.

1 – выделение магнетита и брусита (желтый) при антигоритизации, скв. 8, гл. 16 м, $\times 10$, N-; 2 – граница раздела фронтов разномасштабной антигоритизации (А – интенсивной, Б – слабой), шл. 604000, N+; 3 – поздний хризотил накладывается по прожилкам на антигорит, скв. 8, гл. 42 м, N+; 4 – то же, с карбонатом, скв. 8, гл. 16 м, N+; 5 – поздний хризотил развивается по трещине отслаивания в псевдоморфозе по оливину, скв. 8, гл. 16 м, N+; 6 – прожилок тальк-карбонатного состава накладывается на антигоритовую матрицу кимберлита, скв. 8, гл. 38 м, $\times 10$, N+; 7 – метаморфогенный тремолит в карбонатной матрице туфобрекчии кимберлита углеродсодержащего горизонта, шл. 603600_1, $\times 20$, N+; 8 – остатки реликтового зерна хромшпинелида (алюмомагнезиохромита), замещенного по краям феррихромитом, шл. 603600, $\times 20$, проходящий свет.

Акцессорные хромшпинелиды так же, как правило, изменяют свой состав, редко сохраняются реликты ядерных зон, по периферии замещаясь феррихромитами (рис. 12, № 8). В целом, для кимберлитов Кимозера присущ высокий выход тяжелой фракции, повышенное содержание хромшпинелидов и пикроильменита, пониженное – хромдиопсидов, пиропов. Для пород ККТ характерно до 40 % выхода тяжелой фракции [113].

Ведущими минералами-спутниками несомненно являются хромшпинелиды, которые отличаются относительно повышенным содержанием марганца (среднее значение – 1,7 %, колебания составляют 0,22–9,28 % по выборке из 335 зерен). Этот факт не находит аналогов среди составов хромшпинелидов кимберлитов ближнего окружения (Архангельский регион, Финляндия и др.) и, вероятно, может свидетельствовать о специфике состава источника [102], наложенных вторичных процессов или особенностях изученного разреза.

Выполненный микрозондовый анализ хромшпинелидов также подтверждает неоднородность метаморфогенных преобразований пород ККТ. Среди проанализированных разностей присутствуют как реликты первичных хромшпинелидов, отвечающих по составу минералам-

индикаторам алмазов, так и хромшпинелиды – продукты различных стадий зеленокаменных изменений: состав варьирует от типичных для алмазоносных кимберлитов алюмомагнезиохромитов с содержанием MgO – до 13,5 %, Al₂O₃ – до 12 %, Cr₂O₃ – до 68 % через ферриалюмомагнезиохромиты до хромсодержащих магнетитов. Изменения составов шпинелидов начинается уже с ранней стадии, синхронной образованию лизардита. По мере роста минала магнетита синхронно снижается концентрация Mg, Al, Cr, интенсивно идет вынос Cr. Поэтому повышенное содержание хрома, а попутно – и никеля, высвобождающегося при метаморфизме оливина, установлено в составе целого ряда вторичных фаз, а именно в хлоритизированном флогопите (Cr₂O₃ – до 0,47 %). В серпентинах, образующих псевдоморфозы по оливину, флогопиту и развивающимся в связующей массе пород также фиксируется содержание Cr₂O₃ – до 0,49–0,69 %, NiO – до 11,07 %, в актинолите Cr₂O₃ – до 0,27–0,81 %, в тальке – до 0,63 %, в хлорите – до 0,72–3,20 %. В изученных породах выявлены также вторичные сульфидные фазы никеля и кобальта (миллерит), впервые установлены Со-пентландит (Со – до 4,47–12,4 %), а также комплексный оксид Mn, Fe – биксбиит – с содержанием NiO – 2,75 %.

В составе кимозерских пород зафиксировано присутствие важного индикаторного минерала – пикроильменита – с содержанием MgO – до 4,1–6,05 %, TiO₂ – 49–59 %. Относится к низкомагнезиальному высокотитанистому типу. По размерности (<1 мм) большинство измеренных зерен это – ильменит матрицы. Установлено, что постоянными акцессорными фазами кимозерских метакимберлитов являются такие редкометалльные и редкоземельные фазы, как циркон, монацит, апатит, спорадически встречаются алланит, торианит, бадделейт, эшенит.

Породы кимозерского комплекса демонстрируют широкие пределы колебаний по содержанию петрогенных оксидов и малых элементов (рис. 13, 14). По соотношению MgO–Al₂O₃–CaO составы единичных проб метакимберлитов приближаются к ультрамафитовым лампроитам [31]. Кривые распределения редких и РЗЭ конформны и отвечают кимберлитовым (рис. 14). При этом кимберлиты Кимозера характеризуются относительной обедненностью Ba, K, Sr, а также Cr, Ni, Co, что уже отмечалось ранее [31].

По составу, согласно предложенной классификации [6], они отвечают наиболее распространенной среди алмазоносных вариантов магнезиальным, умеренно титанистым кимберлитам второй группы. Породы характеризуются умеренным содержанием титана (0,18–2,95 % TiO₂) и умеренной магнезиальностью (до 24–29 %, подчиненно – до 32,8 % MgO).

Намечается некоторая изменчивость вещественного состава метакимберлитов Кимозера по содержанию TiO₂ между фазовыми разновидностями. Известны закономерности изменения составов кимберлитов при смене РТ параметров генерации магм. Содержание TiO₂ в обсуждаемых породах возрастает с уменьшением глубины генерации кимберлитовых магм (барический фактор) и коррелируется с ростом щелочности в расплавах и, в конечном итоге – со снижением потенциальной алмазоносности пород. В значительной степени разнообразие кимберлитов связано с формированием первоначально глубинной карбонатитовой компоненты, значимым является соотношение CaO–MgO (Ca–Mg антагонизм), отражающее степень фракционирования первичной магмы при изменении температуры (термический фактор; рис. 13).

В настоящее время вследствие вторичных изменений различия между породами, относимыми к предполагаемой первой фазе внедрения, размыты. Более уверенно выделяются метакимберлиты второй фазы с относительно повышенной титанистостью. Такое разделение кимберлитов Кимозера поддерживается геохимией редких и редкоземельных элементов. Хотя, в целом, в породах отмечается повышенные концентрации редких и редкоземельных элементов (рис. 14). При этом надо учитывать, что на графиках сопоставление проведено с архангельскими кимберлитами, которые в свою очередь характеризуются частично пониженным содержанием редкоземельных по сравнению с типовыми вариантами.

Особенно выделяются высокой суммой редкоземельных элементов кимберлитовые породы с повышенной титанистостью. Степень дифференциации выплавов варьирует в широких пределах, судя по показательному отношению Zr/Nb (0,5–11, для Архангельской провинции – 0,5–4). Аналогично, большой разброс наблюдается и по косвенной оценке степени плавления источника – по величине отношения Ce/Y (1–25 до 69 против 2–14 – для кимберлитов и родственных пород Архангельской провинции). Естественно ожидать более высокие значения этих модулей для метакимберлитов второй фазы, однако процессы низкоградного метаморфизма вносят определенную корректировку в характер распределения этих компонентов.

Согласно А. В. Самсонову (2009 г.), нижняя возрастная граница образования кимберлитов оценивается возрастом мантийных цирконов 1,986±0,04 млрд лет (Pb–Pb метод по цирконам). Геохимические и морфологические особенности этих цирконов не исключают возможности их генетической связи с кимберлитами, и тогда полученный по ним возраст может фиксировать собственно время кимберлитового магматизма.

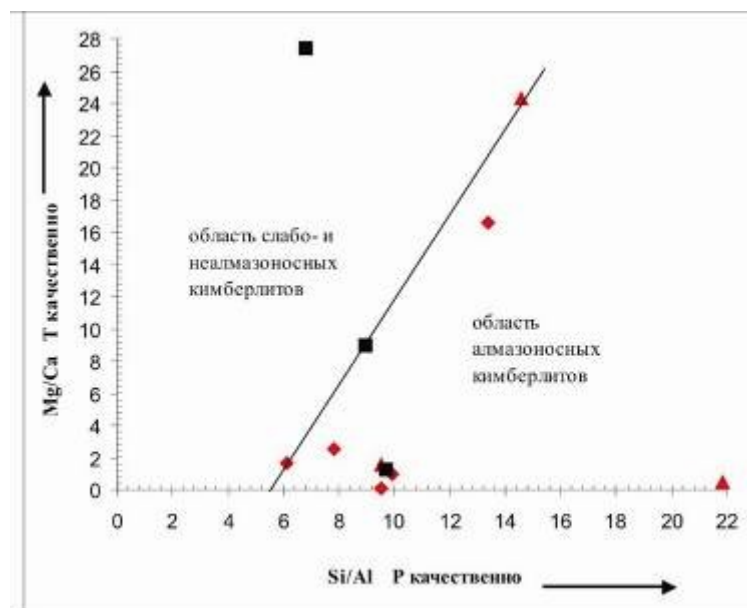


Рис. 13. Качественная оценка РТ параметров по соотношению петрогенных элементов Si/Al (P) и Mg/Ca (T) для метакимберлитов Кимозера I (красн.) и II (черн.) фаз внедрения.

Анализ большого массива данных по цирконам кимберлитов Кимозера и датирование U-Pb методом с результатом $1,919 \pm 0,18$ млрд лет позволило уточнить время внедрения кимберлитов.

Возраст $1,764 \pm 0,125$ млрд лет, определенный Sm-Nd изохронным методом, соответствует вепсийскому времени раннего протерозоя. Этот результат, по мнению большинства исследователей [10, 97], отражает время метасоматической проработки пород.

Новые данные по геохимии изотопов и геохронологии метакимберлитов Кимозера получены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ [27]. Sm-Nd изотопная система пород (метатуфобрекчий и метатуфов) изучалась по цирконам. Разброс значений измеренного U-Pb возраста цирконов – от 232 до 2524 млн лет. Только часть изученных цирконов отнесена по корректировке с помощью изучения Lu-Hf системы к собственно кимберлитовым. Расчет конкордантного возраста для них дает оценку $2\,041 \pm 0,041$ млн лет, но при значимо низкой вероятности конкордантности (менее 0,15). Столь низкое ее значение указывает на то, что имеется несколько генераций, возможно, кимберлитовых цирконов в диапазоне значений U-Pb возраста 1815–2070 млн лет. То есть можно предположить, что цирконы последовательно формировались в глубинном источнике кимберлитов, т. е. отражают его эволюцию на временном отрезке более 100 млн лет. Анализ Lu-Hf системы позволил обработать U-Pb геохронологические данные по цирконам, выделяя несколько возрастных групп: $2\,048 \pm 48$, $1\,975 \pm 65$, $1\,893 \pm 57$ и $1\,814 \pm 20$ млн лет.

Для уточнения возраста кимберлитов из пород штока (обнажение 6038) отобрана проба (KL-1), которая была проанализирована в ИЦ ВСЕГЕИ.

Изотопно-геохимические данные подтвердили петрографические, минералогические, геохимические данные о принадлежности слагающих кимозерское тело пород к кимберлитам. Они показали, что мантийный источник кимберлитов был сформирован на рубеже не позднее $2\,422 \pm 13$ млн лет, и его эволюция привела к становлению кимозерских кимберлитов в период $2\,007 \pm 14$ – $1\,986 \pm 4$ млн лет.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТОЗ

Площадь работ расположена в зоне сочленения двух крупных структур Карельского кратона – Водлозерского блока и Онежской структуры.

Закономерно, что на протяжении архейского и протерозойского времени здесь происходила активная разрядка напряжений земной коры, обусловившая интенсивное проявление метаморфизма и полихронных метасоматических процессов.

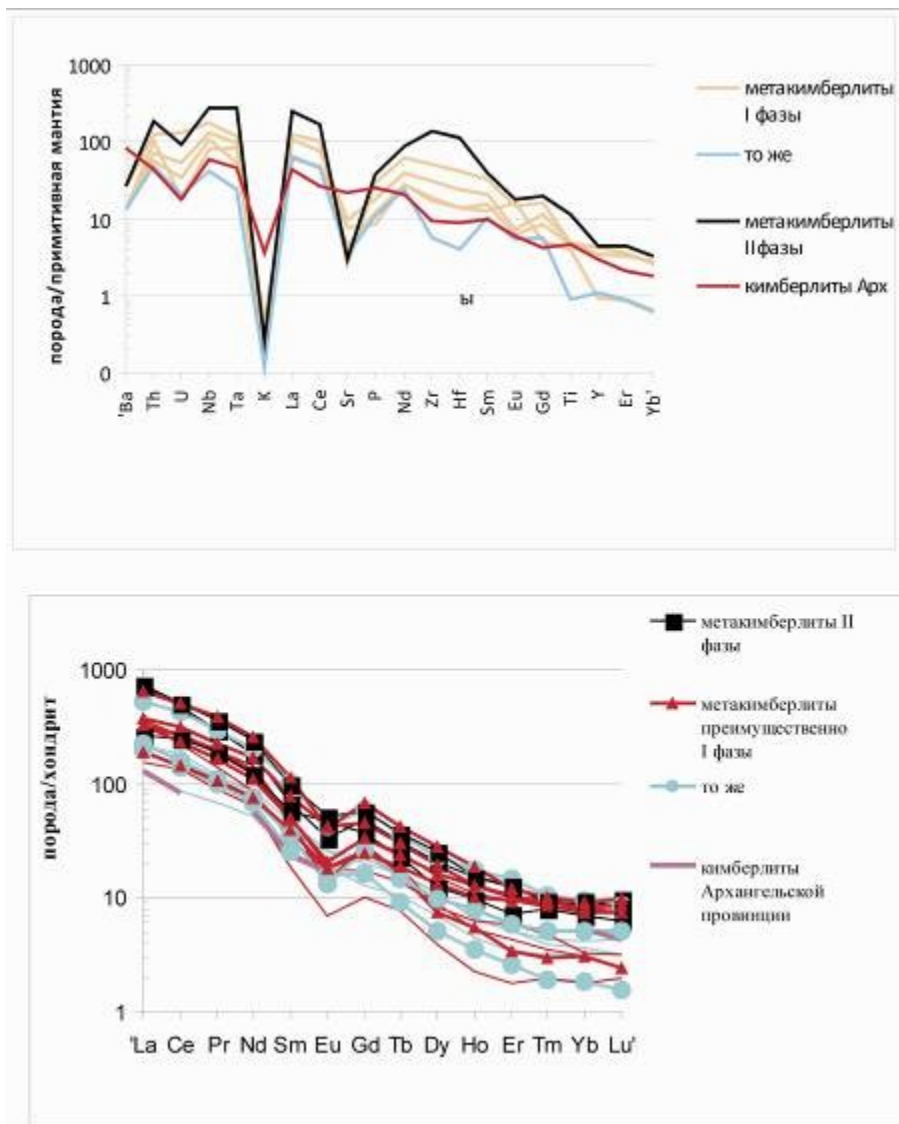


Рис. 14. Состав рассеянных и редкоземельных элементов, нормированный к примитивной мантии и хондриту по (McDonough, Sun, 1995) в породах кимозерского комплекса в сравнениях с кимберлитами Архангельской провинции (Карбонатиты и кимберлиты..., 2005).

МЕТАМОРФИЗМ

Комплексы пород, картируемые на площади, сформированы или преобразованы различными по масштабу типами метаморфизма – орогенным региональным и локальным (контактовым и динамометаморфизмом).

Ультраметагенные образования проявлены на площади развития архейского основания. Их геолого-петрографическая характеристика приведена при описании водлинского мигматит-плагиогранитового комплекса. Характер метаморфических изменений исходных пород, наблюдаемых в настоящее время в саамско-лопийских и карельских образованиях, предопределен неоднократно проявлений метаморфических процессов во времени, т. е. полиметаморфизмом. На рассматриваемой территории можно выделить три этапа проявлений метаморфизма: доробольский (до 3 000 млн лет), ребольский (2 600–2 800 млн лет) и свекофенский (1 700–1 900 млн лет). Наиболее ранний на площади водлинский комплекс представлен ультраметаморфитами гранитоидного состава, возникшими в результате двух этапов гранитизации и мигматизации: ранне- и позднеархейского времени.

Раннеархейский доробольский этап, связанный со становлением саамской составляющей водлинского мигматит-плагиогранитового комплекса (3 200–3 150 млн лет), в большинстве своем затушеван более поздними процессами метаморфизма, и их минеральный парагенезис установить не представляется возможным.

Внутреннее строение саамских-раннелопийских пород комплекса характеризуется исключительной сложностью и подчеркивается разноориентированными элементами структур. Первич-

ная северо-восточная ориентировка гнейсовидности нарушена возникновением в результате проявившихся деформаций наложенной субмеридиональной сланцеватости, что отражает регионально-напряженное состояние метаморфитов, когда происходило почти полное уничтожение первичных структурных элементов. С завершением становления саамского структурного этажа связано образование зон глубинных разломов мантийного заложения раннеархейского возраста, обусловивших купольно-блоковую структуру основания фундамента. Ее формирование сопровождалось соответственными динамотермальными преобразованиями. По мнению некоторых авторов [27], гранитоиды Водлозерского блока, как и вся территория Фенноскандинавского щита, подверглись региональному метаморфизму от зеленосланцевой до амфиболитовой фации в периоды $2\ 850 \pm 4 - 2\ 860 \pm 60$ и $2\ 833 \pm 70$ млн лет.

Ребольский этап. Интенсивное преобразование раннего ультраметаморфогенного комплекса продолжалось в течение всего лопийского времени.

Минеральный состав пород Водлозерского блока позволяет сделать вывод, что они метаморфизованы в переходных условиях от фации зеленых сланцев, представленной широким развитием актинолита, хлоритов, талька, эпидота, серицита, кварца, карбонатов к фации эпидотовых амфиболитов с характерным присутствием роговой обманки и эпидота.

С завершением ребольской складчатости связывается мигматизация и образование палингенных мигматит-гранитов в породах водлинского комплекса, которые заполняли межблоковые швы и внутриблоковые прогибы, возникшие в области разрывных нарушений. В связи с деформациями, проявлено очередное усложнение направлений огнейсованности пород.

Наличие среди гранитогнейсов и полимигматитов площади листа и ее обрамления реститов гиперстен-амфибол-плагиоклазовых (на смежной к югу территории), биотитовых гнейсов, плагиоклаз-биотитовых, амфиболовых, графит-биотитовых и др. кристаллических сланцев и амфиболитов указывает на то, что процессы региональной гранитизации и мигматизации преобразовали породы, до этого метаморфизованные в амфиболитовой фации и гранулитовой фации. К югу от площади листа, в районе пос. Шальский, известен локальный ареал гранулитового метаморфизма, определен возраст метаморфизма – $2\ 650 \pm 45$ млн лет [32]. Возрастные соотношения метаморфитов слабо изучены. Кроме того, в скважине 67 на юго-восточной части бортовой зоны Бураковского плутона с глубины 1 212,7 м вскрыты эндербитоподобные породы. Гиперстен-андезиновая ассоциация $hup+pl+bt+q+mi$ и $hp+dp+pl+mi+q$ представляет, по мнению В. А. Ганина [50], реликты пород, по-видимому, довольно широко проявленной ранее гранулитовой фации метаморфизма.

Для водлинского комплекса характерны парагенетические ассоциации, отражающие их образование преимущественно в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма биотитовой субфации: для нормальных гранитоидов – $pl+bt+cl+ep \pm mi, mu$; для высококальциевых разновидностей – $pl \pm hbl, bt, ep+cl, ac+q \pm mi, mu$, для амфиболитовой разновидности – $pl+bt+q+mi+mu$ и $pl+hbl \pm bt+q \pm mi, ep$.

Свекофенский этап. Региональный метаморфизм пород в палеопротерозое привел к формированию устойчивых минеральных парагенезисов, соответствующих зеленосланцевой фации. Прогрессивная и регрессивная стадии проявлены неконтрастно, что позволяет фиксировать лишь их суммарный эффект. Он выразился в образовании минеральных ассоциаций, отвечающих хлоритовой и биотитовой зонам [95].

Как правило, контрастно и убедительно метаморфические ассоциации наблюдаются при изучении магматитов основного состава, в которых первично магматическими являются реликты клинопироксена (диопсид-авгит) и плагиоклаза (олигоклаз-андезин). Пироксены, за исключением суйсарских, обычно замещены амфиболами и хлоритами, а олигоклаз-андезины преобразованы в альбит с мелкой вкрапленностью минералов группы эпидота, иногда карбоната и кварца. Замещения такого рода охватывают все породы разреза карельского комплекса, носят площадной, относительно равномернообъемный характер, что позволяет относить их к региональнометаморфическим. Кроме того, новообразованный минеральный парагенезис соответствует условиям метаморфизма зеленосланцевой фации. Следует отметить, что метаморфическая перекристаллизация и развитие новообразований предпочтительнее протекают в: первично более мелкозернистых разновидностях; гетерогенных разновидностях; разновидностях, содержащих значительную компоненту или нацело сложенных карбонатными минералами.

В метаосадочных породах сохранность дометаморфических фаз чаще всего наблюдается в псаммитовых прослоях, где относительно крупные остроугольные зерна первичных кварца и полевого шпата встречаются в перекристаллизованном мелколепидогранобластическом агрегате цементирующей массы породы. Стоит отметить, что даже в таких случаях кварц доменизирован, а плагиоклаз, как правило, серицитизирован или частично регенерирован, преимущественно по краям зерен. В углеродсодержащих породах метаморфизм приводит к возникновению

шунгита, а в сульфидоносных – к перекристаллизации мелкозернистых агрегатов и формированию идиобластов и крупнокристаллических сегрегаций.

Возникшие в процессе метаморфизма минеральные парагенезисы позволяют выделять образования серицит-хлоритовой и хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации. Для породы серицит-хлоритовой субфации характерны следующие парагенетические ассоциации:

– Метаосадочные породы (псаммиты, алевролиты, пелиты) – серицит+хлорит+кварц+плагиоклаз (0–8 % An)±шунгит.

– Метакарбонатные породы (доломиты, известняки) – доломит+кварц±хлорит±плагиоклаз (0–5 % An).

– Метавулканиды основного состава – актинолит+хлорит+цоизит+плагиоклаз (5–10 % An)±кальцит±кварц.

В метаосадочных породах, содержащих вулканогенную примесь, также развивается тонкоигльчатый бесцветный актинолит-грамматит в ассоциации с лейкоксоном; в метакарбонатных – хлорит обычно представлен деллесситом; в метавулканидах титанит лейкоксенизирован, а актинолит либо бесцветный, либо слабо-зеленоватый [95].

При переходе к хлорит-биотитовой субфации в этих же породах развиваются ассоциации:

– Биотит-флогопит-железистый мусковит+хлорит±эпидот+кварц+плагиоклаз (6–14 % An)±серицит±шунгит.

– Доломит+кварц+тремолит±деллессит±плагиоклаз (5–8 % An).

– Амфибол (с чермакитовой молекулой)+актинолит+эпидот+цоизит+плагиоклаз (8–14 % An)±биотит±кальцит±кварц.

Граница между субфациями проводится по изограде биотита–флогопита для метаосадочных пород, по появлению тремолита – в метакарбонатных и по замещению актинолита синезеленым амфиболом – в метавулканидах основного состава. По керну скважины 4191 [95] устанавливается плавное увеличение степени метаморфизма на глубину – от хлоритовой зоны до биотитовой. Имеющиеся данные по Заонежскому полуострову позволяют утверждать, что наблюдается приуроченность ассоциаций хлоритовой зоны к внутренним частям широких синклиналей (к верхним уровням разреза верхней подсвиты заонежской свиты), а биотитовой зоны – к антиклиналям и сопряженными с ними крыльям синклиналей (к нижним уровням разреза верхней подсвиты заонежской свиты). Все это позволяет заключить, что региональный метаморфизм имел низкоградиентный характер и отвечал условиям «метаморфизма погружения» (синкинематического этапа).

О неравномерности и низком уровне динамотермального метаморфизма на площади листа свидетельствуют также участки проявленности минеральных ассоциаций, отвечающих наиболее низким ступеням регионального метаморфизма, а именно – пумпеллиит-актинолитовой субфации. Ее индикаторные минеральные фазы – пумпеллиит, аксинит, актинолит, стильпно-мелан – обнаружены при петрографическом изучении шлифов. Переходу к собственно фации зеленых сланцев отвечает исчезновение пумпеллиита и аксинита. О низкой степени регионального метаморфизма свидетельствует также присутствие в породах (шунгитсодержащих, шунгитах) аморфного, а не кристаллического углерода.

Жильные образования в метаморфитах прениит-актинолитовой субфации слагают кварц, карбонаты, альбит, эпидот, клиноцоизит, цоизит, хлориты, гематит, пирит, сульфиды Fe-Cu-Ni-Co-Zn. Подобные образования прослежены в восточном борту Хмельозерской структуры. Здесь, в скальном уступе высотой более 20 м с простиранием северо-запад 290°, сложенном базальтами суйсарской свиты, прослеживается открытая трещина 50° с падением на северо-запад под углом 80°. Южная выпуклая стенка трещины пронизана штокверкообразной системой разноориентированных прожилков кварцевого состава с содержанием альбита+карбоната (<10 %), гидроокислов железа, обохренных сульфидов.

Процессы низкоградного метаморфизма проходят при повышенном флюидном давлении кислорода. Метаморфиты обычно обладают изменчивой намагниченностью, слабомагнитны или немагнитны. Для них характерны минералы с Fe³⁺: эпидот, селадонит, гетит, гематит, лепидокрокит и др., часто обуславливающие пеструю окраску пород. Часть серы связана в сульфатах (ангидрит и др.), чем обусловлена подвижность Cu в растворах и, соответственно, обилие самородной меди в метабазитах и окружающих их породах.

Яркой иллюстрацией неравномерного проявления метаморфических процессов могут служить изменения кимберлитов Кимозера, в частности характер развития трех генераций серпентина: наиболее раннего лизардита, типоморфного для регионального метаморфизма хризотила и более позднего антигорита в парагенезисе с бруситом. Зафиксированы случаи, когда эти фазы встречаются в псевдоморфозе по одному зерну оливина или флогопита, маркируя разные стадии метаморфного замещения (шлиф 603801).

Дополнительно можно отметить следующие факты, свидетельствующие о неравномерности прохождения процессов динамотермального метаморфизма на площади листа: сохранность реликтов неизменных минералов в породах, например, пироксенов в суйсарских магматитов, флогопита в кимозерско-кимберлитовом теле; часто отмечающаяся такситовость состава, текстур и структур пород, иногда даже в пределах одного шлифа и т. д. Одним из важных фактов является отсутствие общей региональной сланцеватости пород вулканогенно-осадочного разреза по площади. Неравномерность проявленности регионального метаморфизма не позволяет разграничивать участки выходов пород той или иной субфации по площади.

Контактовый метаморфизм. Контактные изменения в связи с разновозрастными магматитами основного состава выражаются в ороговиковании и, частично, альбитизации вмещающих пород. Состав приконтактовых метаморфитов определяется типом вмещающих пород: по доломитам туломозерской свиты развиваются тремолит-карбонатные породы, по туфогенным образованиям – кварц-альбит-амфиболовые (хлоритовые) породы, по пелитоморфным образованиям – «адинолы». Последние состоят из альбита, кварца, переменных количеств хлорита, серицита, карбоната, эпидота, магнетита. Адинолы нередко характеризуются специфическими структурами, например, в них часто наблюдается бластопорфировая структура с крупными идиоморфными выделениями кальцита. Поскольку богатые железом магмы обладают высоким сродством с серой [22], легко подвергаясь сульфидизации при внедрении в толщи слоистых осадочных пород, содержащих серу в форме сульфидов или сульфатов, наблюдается заметное обогащение сульфидами эндоконтактовых зон долеритов. Подобные процессы наглядно прослеживаются в Максовском и Зажогинском шунгитовых карьерах. Мощность пиритизированных метадолеритов достигает 1–2 м. Обогащенность сульфидами наблюдается также в экзоконтактовых зонах тел долеритов и отмечалось в разрезах [22].

Специфические породы – природные коксы – образуются на контактах метадолеритов с шунгитоносными породами. Характерными особенностями природных коксов являются пористость и полигональная столбчатая отдельность. Основными факторами природного коксования принято считать высокую температуру и скорость прогрева при невысоком давлении, не препятствующем удалению продуктов деструкции. Известно, что часть углей обладает спекаемостью, т. е. при нагревании в интервале температур от 350 до 500 °С переходит в пластическое состояние и спекается при температуре 500–600 °С, образуя твердый пористый продукт – полукокс, преобразующийся в кокс при повышении температуры до 900–1 000° С. Коксование сопровождается выделением летучих продуктов, смолы и газа. Коксы по сапропелитам Онежской структуры представляют собой уникальный геологический объект, являясь самыми древними среди известных в настоящее время природных каменноугольных коксов.

Методом рамановской спектроскопии в природных коксах Лебещины выявлена структурная гетерогенность углеродного вещества (УВ), установлена зависимость значений структурных характеристик УВ от морфологии и характера распределения в породе. Под воздействием интрузии габбродолеритов происходит рост размера кристаллитов и уменьшается количество различных структурных дефектов. Однако даже непосредственно на контакте с интрузией не установлена трехмерная структура углерода. По характеру спектров и значениям рамановских параметров УВ участка Лебещины соответствует аморфному турбостратному углероду.

Тепловое воздействие базитов вызвало ускоренное созревание органического вещества и выделение огромной массы газообразных и жидких углеводородов, значительная часть которых отложилась в виде твердых битумов в зоне контакта. Образующийся антраксолит заполняет трещины напластования в шунгитоносных алевропелитах, трещины усыхания и пустотные пространства в углеродисто-кремнистых прожилках, трещины и отдельные поры в коксах.

Шунгитовое вещество также активно ассимилируется в долеритах, встречаясь в них в виде обломков различной размерности. Сходная картина наблюдается и в кимозерском кимберлитовом теле.

На контакте, реже – на удалении от него, в долеритах наблюдаются жилы, сходные по составу и структуре с ококованным матриксом шунгит-базитовых псевдобрекчий. Ведущим процессом образования шунгит-базитовых псевдобрекчий явилось расслоение основного расплава по механизму вязкого сдвига при его внедрении в высокоуглеродистые, способные к пластификации породы. Предполагается, что на дезинтеграцию расплава и смешивание его с осадочной породой оказали влияние различные механизмы: механическое давление, термический удар, адвективное всплывание, эксплозия, флюидизация, газогидродрозрыв. Степень их участия в формировании псевдобрекчий могла существенно изменяться во времени и пространстве, фрагментация носила многостадийный характер.

Контактные зоны разломов долеритовых тел в дальнейшем, как структуры повышенной проницаемости, используют глубинные флюиды с образованием разнообразных метасомати-

тов.

Динамометаморфизм закономерно проявлялся при возникающих в результате снятия стрессовых нагрузок и прочих причин, механических деформациях (хрупких и пластичных) пород в зонах разломов. При хрупких деформациях соответственно нарушалась сплошность пород, образовывались катаклазированные породы и катаклазиты. Пластические деформации, т. е. вязкое течение твердого вещества, широко проявлены в Онежской структуре в виде складкообразования. Наиболее интенсивно этот процесс протекал в зонах складчато-разрывных дислокаций [27]. Наиболее яркими примерами дислокационного метаморфизма в зонах пластических деформаций являются зоны пластичных сдвиговых деформаций, известных в зарубежной литературе как ширзоны (shear-zone). Мощность этих линейных зон может меняться от первых сантиметров до сотен метров. Именно в этих зонах, куда устремляются флюидные потоки, происходит метаморфическое преобразование пород, отвечающее реальным значениям температуры и давления, при которых находится порода. За пределами ширзон минеральные реакции могут не идти по кинетическим причинам (недостаточно времени), оставляя породы в метастабильном состоянии [29]. По своим характеристикам зоны складчато-разрывных дислокаций отвечают ширсонам. Изменения состава пород в них в связи с дислокационным метаморфизмом проявились, в первую очередь, в более интенсивно проявленных процессах динамометаморфического характера (см. выше). Позднее в подготовленном субстрате по ослабленным зонам протекал полистадийный метасоматоз.

МЕТАСОМАТОЗ

Участки метасоматического замещения пород широко развиты на площади листа, выявляются по минеральным ассоциациям, накладывающимся на метаморфические парагенезисы. Они проявлены неравномерно, преимущественно отмечаются вдоль или внутри тектонических дислокаций, образуя ореолы измененных пород.

На площади работ наиболее широко проявлены процессы низкотемпературного метасоматоза. С максимальной полнотой они локализованы в зонах складчато-разрывных дислокаций, где с ними связано комплексное уран-ванадиевое оруденение. Состав и характер метасоматитов и руд всесторонне и полно освещен в фондовой [88, 90, 91, 92, 96, 106] и опубликованной литературе [24, 27].

Тела метасоматитов прослеживаются до 10 км при ширине 0,2–0,5 км, характеризуются очень сложным зональным строением. Каждое тело, как правило, включает несколько рудных залежей. Большинство метасоматических ореолов локализовано на участках максимального усложнения антиклиналей (выражено в резкой ундуляции и изгибание шарнира), а также вблизи замыкания этих складок.

Метасоматические образования не обнаруживают явной генетической связи с магматическими комплексами и формируются позже раннепротерозойского регионального метаморфизма. Хотя ряд авторов [100] считают, что происхождение рудоконцентраций Онежского прогиба связано с процессами, сопровождающими протерозойский вулканизм. На это, по их мнению, указывают стратиформность некоторых рудных образований, стадийность рудосопровождающих гидротермально-метасоматических образований и тесная связь части рудоконцентраций с силлами габбро. Последующие преобразования пород, руд и околорудных изменений, по их мнению, возможно, взаимосвязаны с метаморфизмом. Это может подтвердить или опровергнуть определение возраста биотита, проявленного на разных уровнях, а определение возраста слюд медь-молибден-ванадиевых месторождений совпадает с возрастом протерозойского метаморфизма. Радиологический возраст слюдитов (U-Pb метод по настурану) – $1\,760 \pm 30$ млн лет. Хотя в настоящее время получены более молодые датировки по ряду минеральных фаз [27].

В формировании метасоматитов выделяются три крупных этапа. Первый характеризуется развитием пропилитов, преимущественно хлорит-эпидотового состава. С ними сопряжены локально проявленные мусковит-кварцевые березиты. На втором этапе формируются альбититы (эйситы) и/или рибекит-флогопит-альбитовые метасоматиты с ванадиевым и хромовым эгирином. С третьим связаны карбонатно-кварцевые метасоматиты с селенидно-сульфидной минерализацией, слюдиты и карбонатно-слюдистые (доломит-хромфенгит-роскоэлит, роскоэлит-хромфенгитовые) метасоматиты, которые и являются ванадиевыми рудами. Большинство рудных тел имеют сигарообразную или шнуровидную форму, клиновидное поперечное сечение, мощность 40–45 м и размещаются преимущественно на глубинах 150–180 м от дневной поверхности. Отмечаются также отдельные рудные тела на глубине 500 м и более. Последовательность проявления и интенсивность процессов метасоматического замещения обусловили

формирование ореолов измененных пород, в строении которых устанавливается зональность. По отношению к комплексному ванадиевому оруденению, эпигенетические процессы разделяются на ранние, предрудные, рудные и пострудные [106]. С ранним этапом связано образование широких ореолов метасоматитов формации постскладчатых пропилитов, со вторым – более узких ореолов альбититов, с третьим – карбонатно-слюдистых метасоматитов. Пострудные изменения включают целый ряд метасоматитов, гидротермалитов и гипергенных преобразований, относящихся генетически к разным формационным типам и проявившимся в различное время.

Ранние метасоматические процессы пропилитизации развиты во внешней зоне ореолов эпигенетических изменений. Пропилиты с различной степенью интенсивности проявлены по всем породам в пределах зон складчато-разрывных дислокаций, но наиболее контрастно – по углеродсодержащим метаосадочным толщам. Происходит их осветление, связанное с окислением и дегазацией первичного углеродсодержащего вещества. В результате породы из темно-серых и черных становятся светло-, зеленовато-серыми, бежевыми. Наиболее детально пропилиты изучены на Комлевской площади [95]. Пропилиты фиксируются по развитию ассоциации хлорит+альбит+слюды+карбонаты+кварц+эпидот+магнетит+пирит±пирротит, халькопирит, гематит и др. Отмеченная ассоциация характерна для вулканитов основного состава. В метаосадочных породах она проявляется редуцированно или выражается в частичной или полной перекристаллизации тектонитов. В начальные стадии пропилитизации наблюдается образование водяно-прозрачных кайм альбита, а также развитие по границам зерен мелких альбитовых лейст. Эпидот испытывает собирательную перекристаллизацию в пределах зерен плагиоклаза и совместно с хлоритом и слюдами участвует в замещении сине-зеленого метаморфического амфибола. Типичным является замещение амфиболов вначале темно-бурыми, а затем зеленовато-коричневыми слюдами и пеннином. В ходе этих преобразований образуется магнетит, локализующийся совместно с карбонатными минералами, в тыловых частях, где испытывая частичную перекристаллизацию, образует обогащенные участки. Количество магнетита в пропилитизированных вулканитах достигает 10–12 %, что объясняет интенсивные магнитные аномалии на площадях, где проявлен этот процесс. С нарастанием процессов пропилитизации наблюдается тенденция к избирательному замещению породы одним минералом (эпидотом или хлоритом, слюдами). Кроме того, отмечаются пятнистые выделения карбоната, кварца, альбита, эпидота, слюд, хлорита и др. с обогащением магнетитом, титанитом, гематитом или сульфидами. В метаосадочных породах появляются новообразования кварца, карбоната, альбита, хлорита, рудных. Происходит перекристаллизация основной ткани породы, укрупнение зерен минералов и их агрегатов с образованием пятнистых «оспинных» структур округлой или неправильной лапчатой формы. Размер «оспин» варьирует от 0,1–0,2 до 0,5–10 мм, количество не превышает 10 % от объема пород.

Предрудные метасоматиты накладываются на ранние, образуя более узкие ореолы изменений среди постскладчатых пропилитов [106]. Они сопряжены со следующим этапом возобновления тектоно-магматической активизации зон складчато-разрывных дислокаций, развиваясь в тектонически нарушенных участках вдоль системы крутопадающих зон межпластовых срывов и особенно вдоль сопряженных с ними пологих зон отрыва в пределах горизонтов алевролитов и шунгитоносных пород заонежской свиты. По набору минералов предрудные метасоматиты относятся к альбититам. Типоморфными в них являются альбит, рибекит и гематит. Наблюдается частичная или полная перекристаллизация и развитие порфиروبластеза, что приводит к изменению не только структурно-текстурных характеристик, но и состава пород. При нарастании процесса порфиробласты укрупняются, становятся мономинеральными, в них отмечается зональность зерен. Иногда происходит полная перекристаллизация пород с образованием тонкозернистых существенно альбит-кварцевых и кварц-альбитовых пород с незначительным количеством доломита, рибекита, хлорита. Для внутренних частей ореолов предрудных метасоматитов характерны доломит-гематитовые, кварц-альбит-гематитовые и мономинеральные альбитовые прожилки и жилы, а также рассеянная вкрапленность гематита. Ширина ореола предрудных метасоматитов не выдержана. Она определяется, прежде всего, тектоническим фактором, а также интенсивностью метасоматических процессов и колеблется для месторождения Средняя Падма, например, от 10–20 до 50–70 м.

Рудные метасоматиты развиты по альбитизированным, иногда по пропилитизированным породам и расположены в центральных частях ореолов эпигенетических изменений. В ходе формирования рудных метасоматитов происходила тектонизация пород, что определило образование их различных структурных форм (массивные, брекчиевидные, прожилковые и жильные) и изменение минерального состава от существенно ванадиевых слюдитов к ванадий-хромовым. Минералами-индикаторами рудных метасоматитов являются эгирин (акмит и хром-

эгирина), слюда (роскоэлит и хромфенгит), зональные карбонаты (доломит, кальцит), хромтурмалины, рудные минералы (карелианит, эсколаит, цинкохромит и др.).

Состав и облик рудных метасоматитов изменчив и зависит от субстрата, а также степени и характера проявленности процессов замещения. При объемной карбонатизации и слюдизации первой рудной стадии в доломитах наблюдается развитие порфиробластического роскоэлита, а для метаалевролитов и метапелитов характерны однородные, пятнистые и полосчатые формы замещения. Доломит и слюды отмечаются в переменных количествах, от карбонатных метасоматитов с небольшим содержанием роскоэлита (не более 5 %) до моно- и биминеральных слюдитов. Роскоэлит первой стадии характеризуется тонко- и мелкочешуйчатым строением. Отмечается развитие мелкочешуйчатого агрегата роскоэлита по порфиробластам доломита, а также по оспинным разновидностям эпипород.

Вторая стадия рудного метасоматоза сопряжена с проявлением тектонических подвижек и выражена наиболее интенсивно вдоль сколов и зон дробления. Здесь происходит переотложение миграционно способного материала, секущего метасоматиты первой рудной стадии и формирование минеральных ассоциаций с хромовыми слюдами. Для развитых в альбититах прожилков этой стадии характерно сочетание инфильтрационного и диффузионного метасоматоза, в результате чего формируется ореол измененных пород с мощностью, в 2–3 раза превышающую мощность прожилка. Процессы проходили на фоне неоднократных подвижек. В связи с этим наблюдается несколько генераций прожилков и жил с хром-ванадиевой минерализацией. Наиболее ранними являются доломит-кварцевые и кварц-альбитовые прожилки с характерной акмит-альбитовой и акмит-гематитовой краевой зоной. Акмит-ванадиевый эгирин редко сохраняется в ходе последующих изменений, однако сноповидные агрегаты его замещения или разложения часто наблюдаются в эндоконтактных частях прожилков. В составе цемента слюдистых брекчий и в последующих генерациях прожилков преобладают крупнозернистый доломит, ванадиевые и хромовые слюды. Отмечается кварц, часто на контакте с настураном, поросший акмитом и гетитом, встречается барит и разнообразные рудные минералы, среди которых установлены селениды с палладием, а также золото. Для таких прожилков характерна приуроченность селенидной минерализации к верхним частям эндоконтактов.

Слюдистые метасоматиты центральной части ореола являются, по сути, ванадиевой рудой. Здесь же концентрируются практически все попутные компоненты. Мощность зон развития рудных метасоматитов колеблется от первых метров до 35–40 м.

В качестве продукта щелочного метасоматоза, приуроченного к конечной фазе натровой стадии, ряд авторов [86] рассматривает магнезиорибекит-асбестовую минерализацию. Магнезиорибекит-асбест может образовываться самостоятельно либо в ассоциации с альбитом, его содержание в метасоматизированных породах составляет от единичных зерен до 10–20 %. В некоторых случаях прослежен ряд замещения: магнезиорибекит → псевдоморфные агрегаты фибролитовидного магнезиорибекита → волокнистый магнезиорибекит → асбест.

Пострудные процессы в большей или меньшей степени фиксируются постоянно. Наиболее часто отмечается пострудная хлоритизация, в ходе которой минералы замещаются пятнисто-буrowатым, буrowато-зеленоватым хлоритом и гидрохлоритом в ассоциации с кальцитом и рудной (Cu, Mo) минерализацией. Гидрохлоритовые метасоматиты насыщены вкрапленностью халькозина и его мелкими нитевидными прожилками. Молибденит таких участков хлоритизации представлен агрегатно-сферолитовой формой выделений. Среди гидротермальных пострудных жил наиболее распространены кальцитовые и кварцевые. Они бывают моно- и полиминеральными, часто с альбитом, хлоритом, а также гематитом, сфалеритом, пиритом и другими рудными минералами. Отмечаются гипсовые и гипсо-кальцитовые прожилки.

Гипергенные процессы имеют широкое распространение и также контролируются участками тектонизации (повышенной проницаемости вадозных вод). Совместное воздействие пострудной тектоники и гипергенных процессов на рудные метасоматиты приводит к их разрушению и выщелачиванию. Они превращаются в ржаво-бурую и белесую глинистую массу с развитием в ней и окружающих породах вторичной (ванадиевой, урановой и др.) минерализации. Ржавые глинистые массы (красноцветные линейные коры) образуются за счет интенсивного замещения тектонизированных пород гидроокислами железа (гидрогематитом и лимонитом), гидрохлоритом, монтмориллонитом и каолинитом. Белесые и серые глинистые массы (белоцветные линейные коры) являются более поздними гипергенными изменениями, они накладываются на красноцветные. Главными минералами в них выступают гидрослюда и каолинит [106].

Постпропитовые метасоматиты зон складчато-разрывных дислокаций (падминского типа) относятся к щелочным. В вопросах генезиса щелочных метасоматитов остается еще много спорных вопросов. Это касается и онежских метасоматитов. Из-за многообразия трактовок ге-

незиса, вплоть до взаимоисключающих (амагматогенные – связанные с основными магматитами и их последующим метаморфизмом), существуют разногласия в определении формационной принадлежности.

Некоторые авторы относят онежские метасоматиты к формации приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов [10, 94, 95, 99]. Последние традиционно рассматриваются как ураноносные. В настоящее время известен целый ряд полезных ископаемых, которые дополняют уран в этом типе рудоносных метасоматитов. Это ванадий, благородные металлы, редкие земли, иттрий и др. Достаточно аргументированной представляется точка зрения амагматического (синтектонического) генезиса формации приразломных карбонатно-щелочных метасоматитов, главную роль, в образовании которых, сыграли ювенильные флюиды.

ТЕКТОНИКА

Территория листа Р-36-ХVIII расположена в зоне сочленения восточной части *Онежской структуры* и *Водлозерского позднеархейского блока* гранитоидов. Данная область в свою очередь приурочена к южной части **Центрально-Карельской структурно-формационной зоны** Карельского кратона Фенноскандинавского щита [114]. При этом на архейское время Водлозерский блок входил в состав **Восточно-Карельской структурно-формационной зоны**.

В геологическом строении территории принимают участие образования трех структурных этажей: саамско-среднелопийского, ниже- и верхнекарельского. Нижний этаж образован саамско-среднелопийским комплексом архейского основания, обладающим преимущественно плагиогранитовым и мигматитовым составом. Средний этаж представлен комплексом проторифтогенных образований сумий-сариолия и терригенно-карбонатных толщ ятулия. Верхний структурный этаж представлен вулканогенно-осадочными и гипабиссальными комплексами людиковийского возраста. При этом нижекарельский этаж подразделяется на структурные ярусы: сумийско-сариолийский и ятулийский. Верхнекарельский этаж полностью представлен образованиями людиковийского яруса. Каждое из выделенных подразделений отличается набором метаосадочных, метавулканических и плутонических пород. Образования тектонических подразделений во многом отличаются своими петрохимическими особенностями, связанными преимущественно с геодинамическими обстановками их формирования.

Нижний **саамско-среднелопийский структурный этаж** слагают гранодиориты, мигматиты, плагиограниты и тоналиты водлинского плутонического комплекса, образования, которого обнажены в юго-восточной части изучаемой территории, в пределах **Водлозерского блока (I)**, представляющего собой фрагмент реоморфизованного древнего фундамента. Водлозерский блок охарактеризован многочисленными изотопными датировками, полученными для разных его частей, при этом непосредственно на площади листа данные по изотопному датированию водлинского комплекса отсутствуют. На территориях, сопряженных с площадью работ датировки комплекса, соответствуют времени 2,96–3,56 млрд лет, характеризующему период становления блока [27, 32, 52]. В физических полях Водлозерский блок характеризуется высокими положительными значениями гравитационного поля, изменяющимися от +2 до +80 мГал и магнитным полем, изменяющимся от –1 000 до +2 200 нТл. Интенсивность гравитационных и магнитных аномалий возрастает в северо-восточном направлении. В пределах блока к серии разломов северо-западного направления приурочены тела койкарского гипабиссального комплекса, секущие архейские гранитоиды.

Нижекарельский структурный этаж сложен породами сумийско-сариолийского и ятулийского структурных ярусов, различающихся геодинамическими условиями формирования. Сумийско-сариолийский ярус представлен геодинамическим комплексом протоконтинентального рифтогенеза, а ятулийский ярус сформирован комплексами, характеризующими стадию протовнутриконтинентальной депрессии [64].

Сумийско-сариолийский структурный ярус сложен преимущественно образованиями бураковского плутонического комплекса, имеющего анортозит-габброноритовый состав и пространственно связанные с ним гранодиорит-гранитные образования рагнозерского плутонического комплекса. Комплексы яруса развиты в юго-восточной части листа в пределах Водлозерского блока.

Формирование бураковского комплекса связано с внедрением (в условиях континентального рифтогенеза) *Бураковского интрузива* (3), приуроченного к крупному Бураковско-Монастырскому дизъюнктиву северо-восточного простирания, расположенному за пределами южной рамки листа и субпараллельного Пудожгорскому разлому. Бураковский массив в пределах площади листа представлен своей юго-западной частью. Интрузив ярко выражен в физических полях. В гравитационном поле, массив прослеживается по высокоамплитудным положительным аномалиям, достигающим +80 мГал, в магнитном поле положение массива подчер-

кивается аномалиями, достигающими значений +1 000 нТл. На схемах дешифрирования космоснимков, положение интрузива четко выражено дугowymi элементами. Изотопный U-Pb возраст массива составляет 2 449±1,1, 2 433±4 и 2 430±5 млн лет [52].

Формирование рагнозерского комплекса отражает сариолийский этап развития площади (возраст петротипических плагиомикроклиновых гранитов составляет 2 324±45–2 325±25 млн лет [66]) и характеризуется процессом гранитизации Водлозерского блока. В пределах блока образования комплекса формируют локальные массивы лейко- и плагиогранитов, имеющих, в плане, овальную форму (6×4 и 8×5 км). В физических полях образования комплекса выражены слабо, что связано с близостью составов рагнозерского и вмещающего его водлинского комплексов.

Верхний (ятулийский) структурный ярус сложен породами терригенно-карбонатной формации, накопление которых происходило в пределах единого обширного бассейна (протоконтинентальной депрессии). Нижняя граница яруса устанавливается по резкому структурному и угловому несогласию терригенно-карбонатных образований яруса и подстилающих их плутоно-метаморфических комплексов архейского основания [27]. Терригенно-карбонатные образования ятулия, выделенные в ранге туломозерской свиты, характеризуются переслаиванием доломитов, известняков, гравелитов и метапесчаников. Общая мощность образований формации в пределах Онежской структуры составляет более 900 м. Изотопный Pb-Pb возраст карбонатных пород формации составляет 2 090±70 млн лет [27]. На площади листа образования яруса залегают непосредственно под четвертичными отложениями в ядрах протяженных антиклиналей и в пределах акватории Онежского озера. В магнитном поле образования яруса характеризуются спокойным отрицательным полем (ΔT)_а, а интенсивностью от –200 до –50 нТл. В гравитационном поле массив выражен отрицательным переменным полем Δg – от 2 до –10 мГал.

Верхнекарельский структурный этаж в пределах площади листа образован породами людиковийского структурного яруса, которые соответствуют одноименному надгоризонту.

Образования *людиковийского структурного яруса* отражают стадию тектоно-магматической активизации, характеризующуюся становлением условий протоконтинентального рифтогенеза [64]. Разрез людиковия сложен углеродистыми сланцами, основными лавами и комагматичными им образованиями заонежского субвулканического комплекса. Более поздние образования суйсарского горизонта, состоящего практически только из магматических образований разных фаций, включая и субвулканические, описаны в составе суйсарского габбродолеритового комплекса. Разрез людиковия венчают наиболее молодые образования койкарского гипабиссального габбродолеритового и кимозерского кимберлитового комплексов.

В пределах Водлозерского блока образования койкарского комплекса формируют крупные интрузивные тела: *Пудожгорский интрузив* (2) и *Габневский силл* (1), который для интрузива является подводящим каналом. Пудожгорская структура хорошо картируется по величине магнитного поля на фоне слабomagнитных вмещающих пород. В плане она имеет дайкообразную форму с резкими подворотами на флангах. Достоверно установленная протяженность интрузива – 25 км (в пределах площади листа – до 12 км). Преобладающий азимут простирания – 340°, средний угол падения на юго-запад – 15°. Габневский силл в физических полях характеризуется близкими к Пудожгорскому телу параметрами и также хорошо картируется по величине магнитного поля. В пределах листа силл протягивается на 10 км по азимуту на северо-восток 20–50° [36].

Весь комплекс карельских образований был подвержен наложенной интенсивной складчатости, во многом сформировавшей современный облик структуры, представляющей несколько вытянутую в северо-западном направлении синформу. Отличительной чертой строения структуры является общее северо-западное (310–330°) простирание многочисленных линейно вытянутых наложенных складок в ее центральной части. Облик Онежской структуры создается широкими (10–15 км) вытянутыми на 40–90 км синклиналями и более деформированными узкими до ширины 3–6 км антиклинальными структурами. Антиклинали имеют преимущественно изоклинальную или гребневидную форму, в местах максимального воздымания шарниров складок отмечается их сложная веерообразная форма, осложненная складками более высоких порядков. Ядра антиклиналей преимущественно выполнены доломитами туломозерской свиты ятулия, а крылья – алевролитами и шунгитсодержащими метапелитами нижней подсвиты заонежской свиты людиковия. Падение пород на крыльях складок крутое – 60–90°. Кроме того, антиклинали часто осложняются многочисленными крутопадающими продольными нарушениями, преимущественно сбросо-сдвигового характера.

В пределах площади листа развиты следующие основные складчатые структуры (карелиды): Мунозерская, Хмельозерская, Зажогинская синклинали и Космозерская, Нулицкая, Тамбицкая и Кузарандовская антиклинали.

Мунозерская синклиналь (1), южное замыкание которой расположено в юго-западной части листа, в ядре сложена образованиями нижней подсвиты суйсарской свиты – метатуфами и метатуфобрекчиями базальтов, метатуффитами, метатуфоалевролитами, метатуфопесчаниками, в крыльях же вскрываются образования суйсарского субвулканического комплекса. Структура характеризуется выдержанной линейной формой северо-западного простирания, ее протяженность (в пределах изучаемой площади) составляет порядка 20 км при ширине до 12 км. Туфогенные образования северо-восточного крыла структуры имеют пологие углы падения около 10–25°. Синклиналь осложнена серией структур более высокого порядка. В физических полях складка выражена положительными значениями магнитного (до +600 нТл) и гравитационного (до +5 мГал) полей.

Северо-восточнее Мунозерской синклинали в пределах площади исследования локализуется крупная *Космозерская антиклиналь* (4), к юго-западному крылу которой приурочено месторождение Космозеро. В ядре данной структуры обнажены доломиты туломозерской свиты, на крыльях развиты алевролиты, шунгитсодержащие кварц-серицит-хлоритовые, кварц-хлорит-карбонатные сланцы и доломиты нижней подсвиты заонежской свиты и долериты, габбродолериты средней подсвиты. На участке месторождения Космозерская антиклиналь разветвляется на две антиклинальные складки – Великогубскую и Яндомозерскую – шириной 400–600 м, разделенные синклиналью шириной 700–800 м. Азимут простирания структур 320–330°. Ядра антиклиналей, сложенные доломитами, довольно узкие, ширина их составляет в основном 100–150 м, в отдельных случаях может достигать 300 м. Крылья складок особенно в крутопадающих частях, осложнены послынными, послынно-секущими зонами дробления и брекчирования, в целом согласными с общим простиранием пород. Зачастую в ядрах данных складок в породах туломозерской свиты наблюдаются зоны милонитизации и брекчирования. Мощность данных тектонических зон составляет от первых метров до 10–20 м. Синклиналь, разделяющая Великогубскую и Яндомозерскую антиклинали, имеет коробчатое строение с амплитудой (до подошвы заонежской свиты) 300–600 м. Шарниры этих складок погружаются в южном и юго-восточном направлениях. При этом северо-восточная ветвь погружается полого, в то время как юго-западная погружается под углами 25–30°. Наиболее круто (под углами 50–55°) погружается шарнир синклинальной складки, разделяющей данные антиклинали. В юго-западном крыле, сложенном алевролитами, прослеживается зона слабого дробления [91]. Положение данных структур наиболее ярко выражено в магнитном поле, узкими протяженными линейными аномалиями с интенсивностью до +200 нТл.

Крупная *Хмельозерская синклиналь* (2) находится в северо-западной части района работ. Ядро складки сложено туфами нижней подсвиты суйсарской свиты. Крылья структуры сложены габбродолеритами суйсарского комплекса. В пределах листа синклиналь имеет длину порядка 22 км и ширину до 6 км и характеризуется пологим (субгоризонтальным) залеганием пород и отсутствием явных наложенных гидротермально-метасоматических процессов [92]. Эта структура ярко выражена в физических полях, как область, характеризующаяся аномально повышенным полем силы тяжести (до +5 мГал) и положительным магнитным полем со значениями от +50 до +150 нТл. Также структура довольно четко прослеживается по материалам дешифрирования космоснимков структурными линиями, подчеркивающими ее форму.

В центральной части площади листа находится *Нулицкая антиклиналь* (5), ядро которой сложено карбонатными образованиями туломозерской свиты, а крылья – алевролитами и сланцами нижней подсвиты заонежской свиты. Ширина складки колеблется от 500 до 1 500 м при длине свыше 15 км. Падение пород на крыльях антиклинали 30–65°; на юго-западном крыле в северном окончании складки опрокинута до 60° [94].

В западной части площади листа находится крупная *Тамбицкая антиклиналь* (6), осложненная крупными складками более высоких порядков, такими как центральная Падминская и фланговая Саврозерская антиклинали. Данные структуры обладают шириной порядка 400–700 м с различной крутизной крыльев. На участке локализации месторождения Средняя Падма, Падминская антиклиналь имеет близкую к изоклинальной форму при ширине 500–600 м и с видимой амплитудой крыльев более 700 м. В приамковом крыле антиклинали осложнена синклиналью шириной 40–50 м. Замок складки эродирован. Ядро антиклинали сложено, как правило, породами верхней и нижней пачек верхней подсвиты туломозерской свиты. Крылья структуры сложены алевролитами и шунгитсодержащими песчаниками, кварц-серицит-хлоритовыми сланцами и доломитами, а также слюдисто-карбонатными сланцами нижней подсвиты заонежской свиты. Падение пород юго-западного крыла складки крутое от 60° на северо-западе до 85° на юго-востоке [90, 106]. На юго-западном крыле Падминской антиклинали прослеживается зона объемного катаклаза и брекчирования протяженностью до 3 км. Тектониты развиваются по комбинированной системе крутопадающих послынных нарушений и пологих (субго-

горизонтальных) трещин отрыва, ориентированных субперпендикулярно к напластованию пород и, соответственно, к послойным нарушениям [94]. Саврозерская фланговая антиклиналь картируется по кровле нижней подсветы заонежской свиты и имеет длину порядка 6 км и ширину до 750 м, являясь более погруженной по сравнению с другими антиклиналями Тамбицкой структуры. Ядро антиклинали сложено алевролитами нижней пачки нижней подсветы заонежской свиты. Складка обладает асимметричным строением, представляя собой структуру с относительно пологим юго-западным и крутопадающим северо-восточным крыльями, при этом ось складки наклонена на северо-восток. Шарнир антиклинали в направлении с юго-востока на северо-запад вначале испытывает воздымание под углом примерно 15° , затем он существенно выполаживается и далее вновь воздымается под углом около 5° [88].

Кузарандовская антиклиналь (7), простирающаяся вдоль восточного побережья Заонежского полуострова, на суше представлена своим юго-западным флангом, прослеживающимся на протяжении 50 км, как полоса развития пород туломозерской свиты и нижней подсветы заонежской свиты. Данная складка осложнена двумя крупными антиклиналями более высокого порядка. Эти структуры характеризуются пологим падением юго-западных крыльев. И большой протяженностью (порядка 20 и 30 км соответственно) при относительно малой ширине (до 3 км). В магнитном поле структура выражена узкими, протяженными, линейными положительными аномалиями (до +800 нТл) [94].

Между Тамбицкой и Кузарандовской протяженными антиклиналями, локализируются крупная *Зажогинская синклиналь (3)*. Зажогинская структура в ядре сложена образованиями верхней подсветы заонежской свиты – шунгитоносными породами с прослоями шунгитов, алевролитов, песчаников, аргиллитов, алевролитов, в крылья же вскрываются образования заонежского субвулканического комплекса – габбродолериты, долериты, долерито-базальты. Длина синклинали достигает порядка 40 км при ширине до 8 км. Падение пород западного крыла складки до 15° и до 25° на восточном крыле складки. В магнитном поле складка выражена протяженными отрицательными аномалиями (до –600 нТл).

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывы, показанные на геологической карте, были выделены по комплексу геологических и геофизических данных, а также по результатам дешифрирования аэрокосмоснимков. Выявленные разломы представляют собой структуры различного происхождения, глубинности и морфологии, что и легло в основу их типизации.

К наиболее древним дизъюнктивам, развитым в пределах площади, отнесены сложные сдвиговые (сдвиго-сбросовые) разломы (зоны сдвиговых дислокаций), проявленные в пределах архейского основания Онежской структуры (Водлозерского блока) и обладающие субмеридионально-северо-западным простиранием. Данные разрывные нарушения имели несколько периодов активизации. Так в ходе палеопротерозойского этапа положение данных разрывов во многом предопределило место заложения и общий ход эволюции Онежской депрессии, приуроченной к области развития трансензионного веера Центрально-Карельской зоны сдвига [20]. Более локально положение данных сдвиговых комплексов в пределах структуры, вероятно, контролировало позиции размещения протяженных антиклиналей, как структур, приуроченных к областям, наиболее подверженным тектоническому воздействию. В физических полях положение данных разломов выражено зонами потери корреляции аномалий гравитационного поля.

Ко второй крупной группе разломов проявленных в пределах площади исследования относятся более молодые дизъюнктивы северо-западной ориентировки ($315\text{--}340^\circ$), формирующие характерный клавишный рисунок строения площади. Данные тектонические нарушения преобладают в пределах депрессии и выступают в качестве ее главного структурного элемента. Они могут быть отнесены к структурам протоактивизации, контролирующим проявление рудоносных метасоматитов [96]. Разломы данного типа структурно приурочены к диапирообразным узким антиклиналям северо-западной ориентировки, сформировавшимся, в связи с грабенгорстовыми подвижками допротерозойского фундамента. Данные антиклинали в совокупности с дизъюнктивами группы формируют узкие зоны, прослеживающиеся на десятки километров и известные, как зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД). К особенностям тектоники зон СРД можно отнести следующие: дисгармоничный характер складчатости, проявления диапиризма, продольная и поперечная зональность, закономерное размещение разрывных нарушений в складчатых структурах. При этом наиболее важным элементом тектоники данных зон является их структурная зональность, выраженная в закономерном изменении морфологии складчатых и разрывных структур при их прослеживании в поперечных разрезах и по простиранию

[96]. К признакам выделения данных зон, помимо приуроченности к протяженным антиклиналям, относятся также проявления метасоматоза, рудная минерализация, линейные магнитные аномалии и минимумы поля силы тяжести.

Разрывные нарушения, установленные в пределах зон СРД, в большинстве случаев простираются согласно складчатым структурам и могут быть разделены на две группы: минерализованные и неминерализованные («сухие»). Минерализованные разломы контролируют размещение гидротермально-метасоматических образований, в т. ч. рудоносных альбит-слюдисто-карбонатных метасоматитов. Данные зоны имеют важное металлогеническое значение как рудоконтролирующие и рудовмещающие при развитии метасоматических процессов и локализации оруденения различных типов. Наиболее перспективными объектами, приуроченными к зонам СРД, являются образования уран-ванадий-благороднометалльной формации, в частности, с зонами данного типа связаны такие крупные рудные объекты как месторождения Средняя Падма, Весеннее, Космозерское и другие.

Всего в пределах исследуемой территории на основании геолого-геофизических данных и данных по бурению скважин было выявлено четыре зоны СРД (с запада на восток): *Святухинско-Космозерская* (1), *Нулицкая* (2), *Тамбицкая* (3) и *Кузарандовская* (4). В пределах Онежской структуры данные зоны разрывов имеют секущий, сквозной характер. Углы падения поверхностей сместителя в пределах пограничных участков зон субвертикальные (80–90°).

На основании интерпретации геофизических данных и дешифрирования космофотоснимков, кроме перечисленных выше типов разрывных нарушений, в пределах прогиба также выделяются разломы северо-восточного простирания. Характерно также наличие разнонаправленных нарушений более высоких порядков. Северо-восточные разломы (15–30°) осложняют общее геологическое строение структур, формируя блоковый рисунок площади. Разломы данной группы, представляющие собой сдвиги и сбросы, проявлены на поверхности зонами рассланцевания и тектонической трещиноватости, которым сопутствует проявления разного рода метаморфизма [107]. В большинстве случаев разломы данного типа устанавливаются по геофизическим данным и фиксируются по обрывам и смещениям осей магнитных аномалий, а также по смене характера и уровня полей (ΔT)_a и Δg [99].

Исходя из особенностей структурного рисунка площади к главным разломам были отнесены: Повенецкий, Шуньгский и Пудожгорский разломы.

Повенецкий разлом (1) наряду с Восточно-Кумсинским, находящимся за пределами листа Р-36-ХVIII, является разломом, ограничивающим северо-восточную часть Онежской структуры в районе нижнего течения р. Тамбица. Разлом падает на север и представляет собой мощную (до 30 м) зону дробления и рассланцевания [86]. Отчетливо прослеживается в магнитном поле по границе повышенного аномального поля с нормальным безаномальным полем. Эта граница, общей протяженностью около 40 км, имеет ступенчатый характер и сформирована серией правосторонних сдвигов, смещенных в северо-западных направлениях с азимутами 290–330°. Породы в зоне разлома в значительной мере подвержены метасоматическим изменениям (асбестовая, тальковая минерализация) и сопровождаются широким развитием брекчирования и катаклаза [64].

Шуньгский разлом (2) субширотно-северо-западного простирания расположен в северной части изучаемой площади. Разлом прослеживается из района р. Пяльма в северо-западном направлении на расстояние более 60 км с изменением азимутов с юга на север от 285 до 310°. Дизъюнктив отчетливо устанавливается по геофизическим данным, подчеркиваясь низкоградиентной зоной магнитного поля. Характер смещения магнитных аномалий подчеркивает общую дугообразную форму разлома, соответствующую форме Повенецкого залива. На космоснимках четко проявлена только восточная часть разлома, трассируемая крупными линеаментами в районе Челмужской губы – оз. Куржозеро и у водораздела рек Лукдожма и Тамбица.

Глубинный *Пудожгорский разлом* (3) северо-восточного простирания расположен в восточной части площади листа и является главной разрывной структурой площади, как формирующий тектоническую границу между крупнейшими структурами листа – Водлозерским блоком и Онежской структурой. По данным, полученным при интерпретации геолого-геофизического разреза по профилю Б₁–Б₂ [103] данный разлом имеет глубину заложения порядка 20–30 км и обладает углами падения на северо-запад порядка 20–40°. Морфологически разлом представляет собой серию сбросов, ограничивающих распространение протерозойских образований Онежского прогиба [88]. У пос. Песчаное разлом выделяется по широко развитой зоне катаклаза и какиритизации шириной около 100 м [91]. Зона вмещает серию кулисообразно расположенных тектонических швов мощностью порядка первых метров. Швы выполнены темно-зеленой сланцеватой породой кварц-серицит-хлоритового состава (филлонит), вмещающей будины гранитов длиной до первых десятков сантиметров, ленты полосчатых милонитов мощно-

стью 20–40 см, ориентированных согласно сланцеватости филлонитов. Висячем блоке разлома наблюдается широко развитое окварцевание. При этом разноориентированные кварцевые прожилки встречаются на расстоянии до нескольких десятков метров от тектонических швов. В физических полях Пудожгорский разлом ярко выражен, особенно хорошо он фиксируется на карте региональной составляющей поля силы тяжести, в юго-восточной зоне – переходом крупных положительных аномалий поля силы тяжести (до +15 мГал) к отрицательным значениям (порядка –4 мГал). При этом сам разлом пересекает изолинии аномалий поля силы тяжести, соответствующим значениям от 0 до +2 мГал. На карте вертикального градиента магнитного поля разлом фиксируется по границе положительных линейных аномалий (25–70 нТл/м) северо-восточного простирания с безаномальным спокойным полем. На материалах космических разлом дешифрируется по фрагментам протяженных линеаментов.

В пределах площади листа тектонические движения по зонам разрывов разного порядка неоднократно повторялись, вплоть до современного времени, наследуя древние тектонические области и определяя сообразные с ними морфоструктурные элементы площади. Такие разломы отчетливо фиксируются трещинами с зеркалами скольжения, мелкими разрывными нарушениями, морфологически проявляющимися в виде обрывов и уступов в рельефе.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Информацию о глубинном строении территории листа Р-36-ХVIII дает анализ геофизических карт (аномального магнитного поля и поля силы тяжести) масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000, материалов по профилям ГСЗ МОГТ «1-ЕВ» и ГСЗ МОВЗ «Сямозеро–Повенецкий залив», проходящих в непосредственной близости с площадью листа и расчетные геолого-геофизические разрезы. Подробная сейсмическая изученность западной части Онежской структуры создает возможность построения ликвидной геолого-геофизической модели земной коры данной площади.

Совместная интерпретация данных ОГТ и ГСЗ позволила выявить общую слоисто-блоковую структуру земной коры и верхней мантии. Помимо субгоризонтальной расслоенности, земная кора характеризуется и блоковым строением. Отдельные блоки различаются мощностью коры, скоростями сейсмических волн в нижней коре и в верхней мантии, числом сейсмических границ и их формой. Разделены блоки обычно внутрикоровыми разломами, выявленными с различной степенью достоверности [21].

Земная кора, в районе локализации структуры, имеет достаточно четкое четырехслойное строение с горизонтальным субпараллельным залеганием. Данные слои, вероятно, можно интерпретировать следующим образом: первый горизонт разреза соответствует ятулийско-людиковийским осадочно-вулканогенным образованиям, подошва данного горизонта фиксируется на глубине 3–4 км. Далее вниз по разрезу его сменяет гранит-метаморфический слой (верхняя кора), подошва которого выявлена на глубинах 12–14 км. Переходная зона между образованиями вулканогенно-осадочного заполнения структуры и гранито-гнейсового основания характеризуется блоковым (грабен-горстовым) строением (области развития антиклиналей соответствуют свои положением приподнятым блокам архейского основания). Интервал 32–36 км соответствует подошве нижней коры (габбро-пироксенитовой ассоциации), постепенно переходящей в предмантийную переходную зону кора–мантия (зона M_I – M_{II}) [41].

Положение границ данных горизонтов по глубине в пределах площади изучения неоднородно. Так положение границы M_I (подошва нижней коры) колеблется от 32 км в восточной части Онежского полуострова до 36 км в районе Водлозерского блока. Центральная часть площади характеризуется положением подошвы коры на глубине порядка 32 км с локальными погружениями до 35 км. Мощность коромантийного переходного слоя также неоднородна и в пределах Онежской структуры колеблется от 5 до 15 км. В пределах площади исследования наиболее погруженная часть соответствует положению Водлозерского блока. Восточной части Онежской структуры соответствуют крайне дифференцированные значения мощности данного слоя – от 9 км в северной части листа до 15 км в его южной части. Подошва переходного слоя в пределах площади изучения имеет глубины от 42 до 50 км [27].

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Территория листа Р-36-ХVIII расположена в южной части Карельского кратона в зоне сочленения Онежской структуры и Водлозерского позднеархейского блока гранитоидов и охватывает юго-восточную часть Центрально-Карельской структурно-формационной зоны. При этом на архейское время Водлозерский блок входил в состав Восточно-Карельской структурно-формационной зоны.

История геологического развития территории занимает большой отрезок времени (от ранне-го архея до наших дней), который можно разделить на шесть основных этапов, каждый из которых соответствует определенному периоду формирования одноименных структурных подразделений; обособлено дается описание этапа свекофенской активизации и кайнозойского этапа развития площади. Авторами были выделены следующие этапы развития территории, каждый из которых характеризуется определенной геодинамической обстановкой: саамско-среднелопийский (протоконтинентальной коры), сумийско-сариолийский (протоконтинентальных рифтов), ятулийский (внутриконтинентальных депрессий), людиковийский (протоконтинентальных рифтов), свекофенский (тектоно-магматической активизации) и кайнозойский.

События саамско-среднелопийского этапа развития площади установлены в пределах Водлозерского блока (юго-восточная часть листа), а также, по данным бурения Онежской параметрической скважины, на сопредельной с запада территории. Сумийско-сариолийский этап фиксируется заложением Бураковско-Монастырской рифтовой зоны и внедрением Бураковского плутона и пород пространственно и генетически связанного с ним рагнозерского комплекса в гранитоиды Водлозерского блока. Ятулийский этап характеризуется заложением внутриконтинентальной депрессии Онежской структуры и накоплением в ее пределах карбонатно-терригенных осадков туломозерской свиты. Проявление основного вулканизма фиксирует начало людиковийского (протоконтинентальных рифтов) этапа развития территории. Свекофенский этап характеризуется структурно-тектонической перестройкой территории, метаморфизмом и интенсивным проявлением метасоматоза. Образования кайнозойского этапа распространены повсеместно.

СААМСКО-СРЕДНЕЛОПИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Наиболее древними на площади листа являются саамско-среднелопийские нерасчлененные образования водлинского мигматит-плагиогранитового комплекса, имеющие широкое распространение в юго-восточной части листа в пределах Водлозерского блока. Породы комплекса образованы в результате ультраметаморфизма континентальной коры Водлозерского блока и мигматизированы в среднем и, возможно, позднем лопии.

Наиболее древние изотопные датировки абсолютного возраста получены для включений основных пород, так называемых амфиболитов, находящихся в водлинском комплексе, среди гранитоидов и мигматитов. Если в центральной части Водлозерского блока они сохраняют черты, позволяющие интерпретировать их в качестве даек, то в краевых частях эти породы находятся в виде небольших включений в более молодых гранитоидах или в виде субстрата в древних мигматитах. Древние мигматиты интенсивно переработаны в результате наложенных деформаций и повторной мигматизации и сохраняются лишь в виде небольших линз среди молодых мигматитов. Возраст амфиболитов, представляющих субстрат древних мигматитов, – более 3,2 млрд лет, амфиболитов в водлинском метаморфическом комплексе – 3,13 млрд лет [32]. Общий разброс значений датировок водлинского комплекса охватывает крупный временной период и соответствует времени 2,96–3,56 млрд лет.

На сопряженной с запада территории проанализированы изотопные данные по породам фундамента, вскрытым Онежской параметрической скважиной. Цирконы из всех изученных

проб гранитоидов комплекса характеризуются частично нарушенной изотопной U-Pb системой, что выражено в их дискордантности. Установлены довольно широкие пределы геологических событий, отраженных в изотопных отношениях, вплоть до фанерозойского времени наложенных термальных событий [27].

Разнообразие изотопных возрастов, полученных для пород Водлозерского блока, свидетельствует об активной тектоно-магматической деятельности на протяжении всей истории развития Водлозерского домена.

Достоверные геохронологические данные для возрастного интервала 2,65–2,5 млрд лет как на площади листа, так и за его пределами, отсутствуют, что может свидетельствовать о том, что в позднеархейское время развития территории листа происходило в спокойной тектонической обстановке, характеризующейся незначительным растяжением в условиях разрушения пород окончательно консолидированного к этому времени Водлозерского домена. Породы Водлозерского блока на границе с карельскими образованиями имеют следы химического и физического выветривания [50].

СУМИЙСКО-САРИОЛИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Данный этап геологического развития площади относится к раннепротерозойскому (карельскому) времени, охватывает период времени – от сумия (2,5 млрд лет) до конца сариолия (2,3 млрд лет) и отделен от саамско-лопийского длительным (~100 млн лет) периодом тектонического и эндогенного покоя.

Первым зафиксированным геологическим событием на территории листа в раннепротерозойское время становится внедрение в породы Водлозерского блока Бураковского интрузива, приуроченного к трансформному (Бураковско-Монастырскому) разлому южного фланга Фенноскандинавской рифтогенной системы. Данная система разломов глубинного заложения послужила коридором для внедрения расплава, обусловленного возникновением мантийного плюма «Виндибелт» [43]. Изотопный U-Pb возраст массива ($2\,449 \pm 1,1$, $2\,433 \pm 4$ и $2\,430 \pm 5$ млн лет) хорошо коррелируется с возрастом северо-карельских расслоенных интрузивов ($2\,445$ – $2\,435$ млн лет).

Внедрение Бураковского интрузива осуществлялось в условиях внутриконтинентального рифтогенеза, при этом в последующий период его развития он не участвовал в интенсивных региональных складчатых и метаморфических процессах и, в основном, сохраняет в первичном состоянии структуры пород и минералы, которые незначительно затронуты процессами метаморфизма зеленосланцевой фации. Вторичные изменения связаны с позднейшими тектоническими нарушениями, зонами аутометасоматической и гидротермальной переработки, с контактовым воздействием гранитных жил рагнозерского комплекса и даек габбродолеритов койкарского комплекса [27].

Инъекция значительного объема мантийного материала стала основой для «быстрого» погружения западной части блока с последующим растяжением коры, возникновением морского бассейна и широким проявлением в людиковийское время магматизма в пределах Онежской структуры.

Внедрение пород рагнозерского гранодиорит-гранитового комплекса в виде куполообразных интрузий, даек и жильных тел завершает сумийско-сариолийский этап геологической истории территории листа [50]. Образование пород комплекса увязывают с частичным плавлением вещества континентальной коры Водлозерского блока за счет тепловой энергии, освобождающейся при остывании и кристаллизации плутона и глубинного выполнения его очаговой структуры.

Изотопный возраст петротипических плагиомикроклиновых гранитов (U-Pb по цирконам) составляет $2\,324 \pm 45$ – $2\,325 \pm 25$ млн лет [66, 67].

На территории листа и, по-видимому, в центральной части Онежской структуры вообще, стратифицированных отложений сумийско-сариолийского (2,45–2,30 млрд лет) времени не установлено, из чего можно сделать вывод, что на данный период развития положение центральной части Онежской структуры представляло собой наиболее приподнятую часть палеорельефа, сложенную архейскими породами Водлозерского блока, которые служили источником сноса для формирования сумийско-сариолийских отложений к северо-западу от этой возвышенности (Кумсинская структура).

ЯТУЛИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Ятулийский этап (2,3–2,1 млрд лет) знаменуется заложением на площади Онежской структуры морского внутриконтинентального бассейна. Огромное значение для реконструкции геологических событий, произошедших в раннеятулийское время на территории Онежской структуры, имеет материал, полученный в ходе бурения Онежской параметрической скважины (ОПС). Скважина пробурена в 2008–2009 гг. в центре Онежской структуры, в 30 км к юго-западу за пределами западной рамки листа.

По данным ОПС, непосредственно на породах архейского фундамента залегает толща каменной соли, преимущественно галит-ангидритового состава, мощностью 194 м, отнесенная по ряду признаков к образованиям ятулия. Полученные оценки возраста галитовой толщи изохронным Rb-Sr методом ($2\ 216 \pm 68$ млн лет) подтверждают данный вывод [27].

Полученные данные свидетельствуют о том, что в раннеятулийское время на территории Онежской структуры происходило постепенное прогибание и существовал мелководный бассейн, что вкупе с аридным климатом способствовало накоплению мощных толщ солей.

Накопление осадков туломозерской свиты происходило в условиях постоянного колебания уровня существовавшего бассейна – цикличность в изменении состава осадков свиты фиксирует изменения условий осадконакопления.

Породы нижней кремнисто-доломит-алевритистой пачки свиты накапливались в относительно глубоководной морской обстановке.

Во время образования гематито-песчано-глинистой пачки глубина бассейна уменьшается, о чем свидетельствует накопление кварцито-песчаников, песчаников с карбонатным цементом, гематитовых и полевошпатовых алевропелитов с косою слоистостью и трещинами усыхания на плоскостях напластования, появление обломочного полевого шпата и перемытого туфового материала, представленного полевошпатовыми алевропелитами.

Следующий, третий, осадочный цикл представлен доломитовой пачкой (доломито-песчанистыми, доломитовыми (водорослевыми) и красноцветно-доломитовыми отложениями). В основании цикла при формировании доломито-песчанистой пачки продолжают существовать мелководные условия (накопление глинистых аргиллитов), которые выше по разрезу сменяются более глубоководными (чередование глинистых аргиллитов, алевропелитов и сильно песчанистых доломитов, а затем и отложения слабо песчанистых доломитов). Наиболее стабильные, относительно глубоководные, условия устанавливаются во время образования доломитовой и красноцветно-доломитовой пачек. Здесь наблюдается накопление тонкозернистых (пелито-морфных) доломитов, почти лишенных терригенной примеси кварца, происходит отложение, наряду с карбонатом, аутигенного кварца, в доломитах развита тонкая горизонтальная слоистость, очень выдержанная по площади и прослеженная в скважинах. Кроме того, здесь широко развиты водорослевые образования типа строматолитов и онколитов. Все это говорит в пользу существования относительно глубоководного бассейна с устойчивым доломитовым осадконакоплением. О кратковременном обмелении бассейна свидетельствуют прослои доломитовых конгломератов, гравелитов и песчаников, а также оолитовых доломитов в красноцветно-доломитовой пачке. Таким образом, в конце третьего цикла намечается тенденция к обмелению бассейна [99].

Величина распределения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ в осадочных карбонатных породах палеопротерозойского возраста по всему Фенноскандинавскому щиту имеет два максимума – около 1 и 10 ‰. Причем, если карбонатные породы с величиной $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ около 1 ‰ распространены по всей территории, то карбонатные породы с величиной $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ около 10 ‰ приурочены исключительно к архейскому кратону и одному временному интервалу. Карбонатные осадки, обогащенные изотопом ^{13}C , накапливались только в ятулийское время. Поскольку карбонатные породы с величиной $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} > 4$ ‰ распространены регионально на площади около 720 000 км², обогащение осадков тяжелым изотопом углерода не могло быть вызвано локальными особенностями осадконакопления. Во всех районах распространения ятулийских карбонатных пород наблюдается один максимум значений величины $\delta^{13}\text{C}$: Перяпохья и Куусамо в северной Финляндии, Печенга и Имандра-Варзуга на Кольском полуострове, Онежский осадочный бассейн в Карелии. В Онежском бассейне мощность пород Туломозерской свиты, обогащенных $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, превышает 80 м. Несмотря на то, что в отдельных районах своего распространения карбонатные толщи сохранились лишь частично, совокупность фактов свидетельствует о существовании одной продолжительной во времени аномалии изотопного состава карбонатного углерода [27].

На рисунке 15 показаны вариации изотопного состава углерода и кислорода карбонатных пород туломозерской свиты. Данные были получены авторами [27] при описании и опробовании опорных скважин, пробуренных Карельской геологической экспедицией в Северо-Онеж-

ском синклинии, где вскрыт наиболее полный разрез свиты. Представленная диаграмма отчетливо показывает, что карбонаты туломозерской свиты, в целом, имеют аномально тяжелый изотопный состав углерода, варьирующий от +5 до +17 ‰, что значительно отличается от нормальных карбонатных отложений, для которых характерны значения близкие к нулевым. Также отчетливо видно, что наиболее высокие значения величины $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ приурочены к самым нижним частям туломозерской свиты.

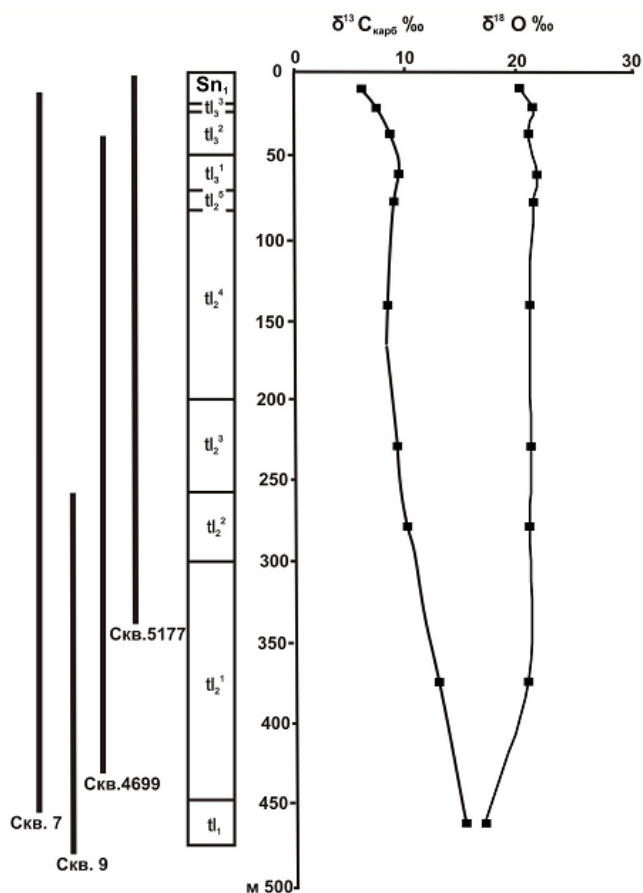


Рис. 15. Вариации $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ (относительно PDB) в породах туломозерской свиты (линией соединены средние значения для пачек).

Таким образом, аномалия тяжелого углерода в ятулийских карбонатах Онежской структуры имеет тенденцию к стратиграфическому контролю. Положительные значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ выходят за рамки нормальных морских и пресноводных карбонатов. На границе с людиковием значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ приближаются к нулю.

Массовое накопление карбонатных осадков и изотопия входящего в их состав углерода, в конечном итоге, были предопределены закономерностями геодинамического развития планеты. При этом синхронность массового появления карбонатов с изотопно-тяжелым углеродом и свободного кислорода в атмосфере, проявившего себя, в частности, в процессах выветривания, не является случайной. Это явление может найти объяснение в беспрецедентном росте объема биомассы в биосфере, вызванном потеплением климата после сариолийской эпохи оледенения и частью связанного с этим быстрого роста объема и еще более быстрого увеличения площади водных бассейнов.

Залегание пород заонежской свиты на отложениях туломозерской свиты согласное. Контакт прослежен скважинами по всей площади (скважины 12, 14, 21, 22, 28, 34, 35, 39) [99]. На песчанистые, мраморизованные или интенсивно окрашенные доломиты согласно налегают алевролиты, песчаники, бурые доломиты с обилием кристаллического пирита.

В 2007 г. скважиной 11А проекта FAR-DEEP, пробуренной на восточном берегу озера Шайдомозеро вблизи северного замыкания Северо-Онежского синклиория, вскрыт контакт ятулий-людиковий. Породы нижней части заонежского горизонта людиковия представлены тонкослоистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом.

Следов крупного размыва между пестроцветными карбонатно-терригенными породами лю-

диковия и красноцветными строматолитовыми доломитами ятулия не наблюдается, но непосредственный контакт представлен эрозионной поверхностью в кровле слоя красноцветных доломитов со строматолитами *Djalmekella sundica* с мелкообломочной брекчией *in situ*. В алевролитах людиковия контрастно проявлены два процесса: окисление железа по трещинам водными растворами из ятулийских осадков и послойное оглеение – восстановление железа просачивающимися водами, дренирующими вышележащую толщу углеродистых осадков [27].

Таким образом, представляется, что на границе ятулия и людиковия, в результате регрессии, существующий бассейн значительно обмелел, а местами – пересыхал, на что указывает латеральная неоднородность пограничных образований как в верхних частях туломозерской, так и в нижней части заонежской свит.

ЛЮДИКОВИЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Людиковийский надгоризонт (2,1–1,95 млрд лет) в своем составе объединяет толщи вулканогенно-осадочных пород, перекрывающих существенно доломитовые отложения ятулия. Разрез этого стратона представлен разнообразными терригенными, первично-глинистыми, кремнистыми и карбонатными породами, содержащими в той или иной мере органическое вещество. Здесь же широко развиты и магматические породы. Характерное отличие осадков людиковийского времени от подстилающих ятулийских заключается, прежде всего, в присутствии метаморфизованного ОВ, пластов, линз, прослоев с необычайно высоким содержанием $C_{орг}$ (более 20 масс. %), а также отсутствие аномалии тяжелого углерода.

В настоящее время людиковийский надгоризонт объединяет два горизонта: нижний – заонежский и верхний – суйсарский. Магматические породы заонежского времени и их субвулканические комагматы рассматриваются в составе заонежского субвулканического комплекса. Суйсарский горизонт представлен преимущественно вулканическими образованиями разных фаций [27].

Формирование образований заонежской свиты проходило в условиях растяжения (стадии зарождающегося рифтогенеза). Накопление ОВ приурочено к формированию глинисто-карбонатных осадков и происходило в условиях мелководного бассейна [40]. Палеофациальными исследованиями установлено, что формирование пород заонежской свиты протекало в бассейне с восстановительными физико-химическими условиями осадконакопления (необходимыми как для накопления углерода, так и для выпадения сульфидов) при довольно спокойной динамике среды. Процессы осаждения были осложнены излиянием лав и внедрением силлов габбродолеритов. Вулканы трещинного типа не несут в значимом объеме пирокластический материал. Согласно легенде Карельской серии листов ГГС-200 [66, 67] возраст петротипа заонежского комплекса составляет $2\ 070 \pm 30$ млн лет (U-Pb метод по циркону).

В период образования пород суйсарской свиты интенсивно проявились разрывные нарушения, которые обусловили поднятие магмы в верхний структурный ярус, в результате чего происходило площадное излияние лав основного состава.

В этот период условия осадконакопления изменились – не происходило образования карбонатных пород и шунгитовых разностей, и более интенсивно проявилась вулканическая деятельность, выразившаяся в образовании туфо-туффитовых пород.

Накопление преимущественно эффузивно-туфогенных образований суйсарской свиты происходило в условиях продолжающегося растяжения в сопровождении довольно интенсивной магматической деятельности. Формирование их происходило в условиях подводного вулканизма, о чем свидетельствуют характер ритмичной слоистости вулканокласто-осадочных образований и присутствию в эффузивах шаровых лав. По составу лавы суйсарской свиты близки к пластовым интрузиям габбродолеритов суйсарского субвулканического комплекса и, вероятно, являются выходами той же магмы на поверхность. Согласно легенде Карельской серии листов ГГС-200 [66] возраст петротипа суйсарского комплекса составляет $1\ 975 \pm 24$ млн лет (Sm-Nd минеральная изохрона).

После накопления толщ эффузивно-туфогенных образований суйсарской свиты суммарная мощность стратифицированных образований в Онежском синклиории составляла более 1,5–2 км, причем верхние части разреза оказались сложены более тяжелыми и менее пластичными основными базальтами и их субвулканическими разностями. Чередование в разрезе большой мощности относительно легких и пластичных осадков (доломитов, аргиллитов и алевролитов) с тяжелыми, относительно хрупкими субвулканическими образованиями привело к «псевдо-диапировому» складкообразованию в структуре [27].

Антиклинальные складки, ядра которых сложены пластичными интенсивно дислоцированными доломитами и нижележащими терригенно-карбонатными породами туломозерской сви-

ты, являются зонами сложной напряженной линейной складчатости с чертами гребневидной структуры выжимания, напоминающей диапир. Имея ширину порядка 1–4 км и амплитуду, часто превышающую 600 м, они прослеживаются по простиранию на многие десятки километров. По сравнению с синклинальными структурами в ядрах антиклиналей отмечается локальное увеличение мощностей (в 2–4 раза) карбонатных и карбонатно-терригенных пачек онежского горизонта туломозерской свиты, что свидетельствует о тектоническом перетекании материала и его нагнетании в антиклинальные псевдодиапировые структуры.

Антиклинали представляют собой или отдельные структуры, или осложнены сопряженными складками и разломами. Эти структуры маркируют зоны сдвиговых дислокаций и характеризуются проявлением конформных разрывов и сложной напряженной складчатости высокого порядка. Иногда это относительно широкие складки, сопоставимые с синклинальными, но чаще – это узкие, сильно пережатые складки гребневидной и грибовидной формы с раскрывающимися наподобие цветка или пальмового дерева крыльями. В этом случае они осложнены взбросо-сдвигами и надвигами. Падение пород на крыльях – до вертикального и запрокинутого. Фактически, антиклинали представляют собой гребневидные и грибовидные структуры выжимания (протрузии), осложненные дополнительными складками и тектоническими нарушениями.

Параллельно с процессом образования складок по ослабленным зонам в осях антиклиналей происходило внедрение габбродолеритов койкарского комплекса, которые имеют наиболее свежий облик по сравнению с остальными магматитами площади (заонежский и суйсарский комплексы). Нередко отмечается «залечивание» дайками койкарского комплекса разрывных нарушений, а также термальное воздействие на вмещающие, уже смятые в складки породы.

Заключительным этапом проявления магматизма на территории площади стало внедрение Кимозерского тела кимберлитов на западе листа. Кимозерское тело локализовано в ядре небольшой брахиантиклинальной складки, внедрилось в маломощный прослой углеродсодержащих металаевролитов суйсарской свиты и залегает субсогласно с вмещающими породами.

Данные изотопного возраста, полученные для образований суйсарского, койкарского комплексов и Кимозерского тела кимберлитов приведены на рисунке 16.

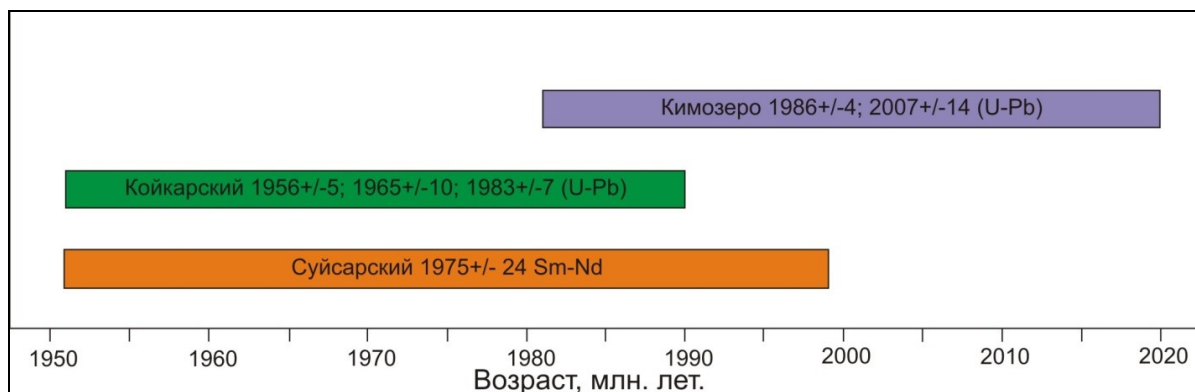


Рис. 16. Взаимоотношение возрастов магматических комплексов.

Датировки, полученные изотопными методами для пород этих комплексов, выполнены разными методами в различное время и, по-видимому, не могут быть приняты, как указывающие однозначно на возраст внедрения магматических тел.

Учитывая непосредственные наблюдения возрастных соотношений геологических образований в скважинах и обнажениях, а также петрологические особенности слагающих эти комплексы пород, последовательность внедрения магматических тел может быть реконструирована в следующем порядке.

Породы суйсарского субвулканического комплекса прорываются дайками и sillами более молодого койкарского габбродолеритового комплекса и Кимозерским кимберлитовым телом, поэтому суйсарский комплекс в данной работе, несмотря на близость изотопных датировок, рассматривается как наиболее древний из них.

Для Кимозерского кимберлитового тела существует ряд определений абсолютного возраста с существенно более молодыми возрастными, нежели, полученные авторами данного [27], которые связываются с длительным существованием на глубине источника кимберлитовых магм и его эволюцией на протяжении около 200 млн лет (2 048–1 814 млн лет). Таким образом, мы предполагаем, что кимозерские кимберлиты все же имеют более молодой возраст по сравнению с койкарскими габбродолеритами, непосредственно связанными с локальным по времени

проявлением людикийского континентального неполнопроявленного рифтогенеза.

Все стратифицированные образования моложе Кимозерского кимберлитового тела на площади работ на настоящее время, по-видимому, эродированы.

СВЕКОФЕНСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ

Свекофенская активизация в пределах Онежской структуры проявилась по зонам унаследованных глубинных разломов северо-западной ориентировки. Она характеризуется структурно-тектонической перестройкой, метаморфизмом от зеленосланцевой фации, реже – более высоких фаций и интенсивным проявлением метасоматоза. Метасоматические образования, как правило, связаны с процессами рассланцевания, брекчирования и катаклаза. В породах туломозерской и заонежской свит, в зонах складчато-разрывных дислокаций, которые пространственно совпадают с осевыми частями антиклинальных складок, широко проявлены процессы окварцевания, хлоритизации, карбонатизации, с сопровождающей наложенной альбит-карбонат-слюдистой метасоматической минерализацией с радиоизотопными возрастами 1 900–1 700, 1 100–900 и 150–100 млн лет [4, 27]. Максимально обогащенные руды концентрируются в наиболее деформированных центральных частях таких зон.

По мнению ряда авторов [27], процессы активизации в Онежской структуре свидетельствуют о периодической смене условий декомпрессии обстановками сжатия. И. А. Житниковой в пределах северо-восточного крыла Онежской структуры были выделены участки развития флюидогенных образований (флюидолитов). Их присутствие связывается с инъективным привнесом глубинного вещества. Предполагаемый возраст флюидолитов – KR_2 –PZ [64].

Отсутствие на исследованной территории образований моложе верхнепротерозойских не дают полной картины геологического развития от верхнего протерозоя до четвертичного периода.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ РАЗВИТИЯ

Продолжительный период денудации в мезозое–плиоцене сопровождался постепенным похолоданием климата, которое привело к развитию в квартере материковых оледенений. Неоплейстоцен характеризуется многократными колебаниями климата, сопровождавшимися чередованием оледенений и потеплений с частичным (межстадиаль) или полным (межледниковья) исчезновением материковых ледников. В периоды межледниковий и межстадиалов формировались толщи морских и озерных осадков, разделявшие плохосортированные отложения ледниковых эпох.

На площади листа Р-36-ХVIII сохранились следы заключительного этапа московского оледенения, микулинского межледниковья (?), валдайского оледенения, представленного образованиями подпорожской и осташковской стадий наступания ледника и ленинградскими межстадиальными осадками, а также голоцена.

Минеральный состав мелкозема морен и ориентировка в них длинных осей валунов, наряду с направлением ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, указывают на распространение льдов на протяжении всего позднего неоплейстоцена скандинавского центра оледенения.

Примерно 130–125 тыс. лет назад, во время микулинского межледниковья, значительная площадь Карелии, включая площадь листа, была покрыта водами бореальной трансгрессии, достигавшей современных высотных отметок 100–105 м [42]. Заонежский полуостров представлял собой архипелаг островов среди довольно теплого моря. Свидетельством Микулинской бореальной трансгрессии являются образования, вскрытые в ходе собственных буровых работ в скважине 4 (Челмужский участок) в интервале 16–22 м (описанные впервые для данной территории), для которых характерны спорово-пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы широколиственных пород и комплексом морских и солоноватоводно-морских неретических диатомей.

Около 115 тыс. лет назад началось валдайское оледенение. В ранне- и средневалдайское время геологическое развитие территории, по мнению многих исследователей, происходило в безледных условиях, хотя в единичных скважинах (скважины 1, 74) были вскрыты диамиктоны, которые, с достаточной степенью условности, можно отнести к ранневалдайской стадии [99]. Возможно, формирование этих моренных образований происходило на участках развития языков и лопастей растекания ледника, где базальные слои, насыщенные обломочным материалом, быстро теряли способность к пластическому течению и отслаивались, образуя мало-мощные локальные диамиктоны. Анализ спорово-пыльцевых спектров раннего валдая [42] ука-

зывает на существенное, по сравнению с микулинским, похолодание в это время, которое достигло своего максимума около 60 тыс. лет назад. Вероятно, материковые льды достигли территории листа 25 тыс. лет назад.

Усиленная ледниковая экзарация из-за контрастного сельгового рельефа, широкое распространение слабоустойчивых к механическому воздействию шунгитовых, кварц-альбитовых, альбит-хлоритовых сланцев, карбонатных пород, сильно выветрелых или сильно трещиноватых, практически потерявших монолитность габбродолеритов, способствовали насыщению местным обломочным материалом придонных горизонтовдвигающегося ледника. Быстро терявшие способность к пластическому течению они отслаивались в виде маломощных локальных морен. Дальность ледниковой транспортировки основной массы разноразмерного обломочного материала в таких условиях колебалась от первых сотен метров до первых километров.

В результате ледникового этапа на рассматриваемой территории сформировался моренный покров, мощность которого зависела от рельефа коренных пород, а вещественный состав – от их петрографо-минерального состава. Распространение и состав флювиогляциальных и озерноледниковых отложений так же зависели от рельефа, состава коренных пород и морен. Интенсивное таяние ледника, в условиях контрастного сельгового рельефа, способствовало преобладанию линейной флювиогляциальной аккумуляции. Талые ледниковые воды проложили под ледником в межсельговых понижениях мощные магистральные системы стока, образовавшие после таяния ледника песчано-гравийно-галечные озовые гряды, конусы выноса и дельты.

На начальных этапах (12,5–11,8 тыс. лет назад) формирования Онежского палеозера водоем являлся фактически интрагляциальным. С начала деградации оледенения до начала аллереда (~11,8 тыс. лет назад) господствовал ареальный тип дегляциации [14]. Формы рельефа вытаивания мертвого, погребенного льда – холмистые морены, камы, гляциокарстовые воронки – широко развиты в рассматриваемом районе.

В первой половине наиболее теплого интерстадиала позднеледниковья – аллереда (11,8–11,5 тыс. лет назад) – в пределах рассматриваемой территории, происходила дегляциация ареального типа. Обширные площади ледника в периферийной части оледенения теряли способность к течению, отчленились от его тела и, в условиях холодного климата позднеледниковья, наличия вечной мерзлоты и мощного комплекса супрагляциальных (наледниковых) отложений, пассивно таяли на протяжении тысячелетий, вплоть до раннего голоцена. С аллередского потепления край ледника, не обогащенный дебрисом подстилающих пород, быстро таял и последовательно отступал на северо-запад, без формирования крупных массивов мертвого льда. По мере отступления ледника Онежское палеозеро получало новые пороги стока и его уровень последовательно снижался. На осушенных побережьях формировались небольшие водоемы, в которых на песчаных и глинистых осадках Онежского палеозера начинали осаждаться характерные для небольших водоемов органогенные отложения – илы и сапропели.

По мере отступления ледникового покрова процессы ледниковой эрозии и аккумуляции сменялись накоплением ледниково-озерных отложений, размывом ранее отложенных осадков водами приледникового водоема. Уровень Онежского озера в аллереде фиксировался на современных гипсометрических отметках 100–105 м. Заонежье в это время представляло собой архипелаг с вытянутыми в субмеридиональном направлении, согласно простиранию сельгового рельефа, островами. На глубинах 20–30 м осаждались сезоннослоистые ленточные глины, в прибрежных районах – алевриты и пески. В результате размыва морен, сформировавшихся на габбродолеритах, накапливались серые ленточные глины, на шунгитовых породах – черные ленточные глины, а в районах распространения карбонатных пород – розовато-серые [14]. Глины занимают межгрядовые понижения, являются водоупором и способствуют заболачиванию территории. Повышенное содержание в них различных микроэлементов – Co, Cu, Ni, U, V, Tr, Ag – является причиной более высокого разнообразия растений.

Такой крупный водоем, как Онежское приледниковое озеро, оказывал влияние на расселение растений, начавшееся в середине аллереда. Освободившиеся ото льда территории были покрыты водами этого озера. Над водной поверхностью возвышались лишь отдельные острова, с которых и начиналось освоение территории растительностью. Палинологический анализ ленточных глин из залива Фоймогуба (южная часть оз. Путкозеро) выявил некоторые особенности региональной и локальной растительности [14, 72]. На голом субстрате островов, недавно освободившихся ото льда и вод приледникового водоема, произрастали низшие растения, водоросли, лишайники, а также мхи, подготавливающие грунты для внедрения более требовательных растений.

Около 9,5 тыс. лет назад, когда край ледника отступил на территорию Финляндии, р. Свирь промыла моренную гряду в районе современного города Подпорожье, возобновился сток в

Балтику и уровень Онежского озера упал до отметки 40 м. Наиболее существенное значение в развитии природной обстановки имеет голоценовая история, когда при общей тенденции к снижению уровень Онежского водоема колебался в зависимости от гляциоизостатического поднятия территории и изменения количества атмосферных осадков от -170 до $+100$ мм/год [16]. Сокращение размеров водоема и потепление климата во второй половине бореала, достигшее оптимума в атлантикуме (7,5–4,5 тыс. лет назад), создало комфортные условия для миграции растений, животных и человека. В это время доминировали процессы переработки берегов, аккумуляции озерных отложений и формирования террас, на которых известны многочисленные мезолитические стоянки первых жителей Заонежья. Террасы, отражающие поэтапное падение уровня Онежского озера, хорошо сохранились на флювиогляциальных песчано-гравийных озовых грядах и дельтах – на Челмужской косе, в районе д. Пегрема, урочища Пески (юго-запад оз. Падмозеро) и др. Во второй половине бореала и начале атлантикума территория максимально заболачивается.

Гляциоизостатическое поднятие территории в позднеледниковье–последледниковье для северного побережья озера оценивается разными авторами в 50–90 м [16, 44]. Освобожденная от нагрузки материкового льда мощностью до 1,5 км земная кора поднималась, что сопровождалось землетрясениями, следы которых подтверждаются на территории полуострова палеосейсмодислокациями, наиболее крупные из которых располагаются в центральной части Заонежского полуострова. Определение возраста палеосейсмодислокаций, обнаруженных на Заонежском полуострове, разными способами показало, что эти дислокации образовались в интервалах 7 200–6 200, 4 500–4 200 и 3 200–2 100 лет назад. Во многих озерах сапропель залегает прямо на скальном основании без подстилающих его в обычных условиях глин и алевроитов. Такое строение донных осадков указывает на молодость этих водоемов, формирование их в результате катастрофических землетрясений, изменявших рельеф и гидрологию полуострова. Радиоуглеродные датировки базальных слоев сапропеля в таких водоемах указывают на начало в них озерного седиментогенеза около 7,8 тыс. лет назад [42].

В голоценовое время территория была затоплена озером, абсолютные отметки уровня которого составляли 45–65 м. Многие понижения в рельефе являлись заливами этого озера, началось развитие современной гидрографической сети, и, кроме того, на территории началось заболачивание, которые продолжаются и в настоящее время.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа Р-36-ХVIII расположена на Балтийском щите, в пределах Центрально-Карельской области Карельской провинции [120]. Общий характер современного рельефа рассматриваемой территории определяется многими факторами. Главные из них: дочетвертичные структуры и литология слагающих их пород; длительность доледниковых эндогенных и экзогенных процессов, мощная, но неравномерная ледниковая аккумуляция и экзарация; значительная интенсивность неотектонических движений.

Субстратом для формирования современного рельефа служили докембрийские образования карельского комплекса нижнего протерозоя и водлинского комплекса архея. Поверхность щита развивалась в условиях длительного континентального режима, на протяжении которого господствующую роль играли денудационные процессы. В позднем протерозое с началом платформенной стадии развития щита она подвергалась воздействию дифференцированных дизъюнктивных тектонических движений, продолжающихся до настоящего времени [75].

Характерной чертой рельефа Заонежского полуострова является чередование длинных и узких гряд, разделенных узкими и глубокими понижениями. Наблюдается четкая ориентировка всех форм рельефа с северо-запада на юго-восток, совпадающая с простиранием основных складчатых и разрывных структур. Воздействие избирательного выветривания и ледниковой экзарации на разбитое разломами, сложноскладчатое, неоднородное по литологическому составу основание, привело к созданию сложной береговой линии Заонежья с большим количеством заливов, губ и островов типа шхер. Узкие вытянутые озера (Путкозеро, Падмозеро, Космозеро и др.) и фьордообразные заливы и губы (Святуха, Великая) связаны с тектоническими разломами, определившими конфигурацию берегов [7]. В четвертичный период выходы докембрийских образований были сглажены. Наиболее сглаженные очертания рельефа на восточном побережье Заонежского залива, ориентировка форм здесь выражена слабее.

Аккумулятивные формы рельефа встречаются только в понижениях структурно-денудационной поверхности и представлены, в основном, озерными равнинами, занимающими сравнительно небольшие площади, а также ледниковыми и водно-ледниковыми, часто размытыми, формами. Аккумулятивно-денудационные и абразионно-аккумулятивные формы рельефа приурочены к акватории Онежского озера.

В основу классификации рельефа положен морфогенетический принцип. В пределах рассматриваемой территории в современном рельефе выделяются структурно-денудационная, аккумулятивно-денудационная, аккумулятивная и абразионно-аккумулятивная генетические категории рельефа.

РЕЛЬЕФ СУШИ

Поверхность территории, в целом, представляет собой грядово-холмистую равнину с общим наклоном в сторону Онежского озера. Максимальная абсолютная высота (202 м) – гора Белая Сельга – расположена на Заонежском полуострове (к северу от озера Яндомозеро); минимальная (33 м) – у уреза воды Онежского озера. Средняя абсолютная высота как для Заонежского полуострова, так и для восточного побережья Заонежской губы, составляет порядка 100 м.

Речная сеть территории листа развита слабо. Реки немногочисленны, большинство из них наследует, в качестве своих долин, разломы и зоны трещиноватости в кристаллических породах. Преобладает прямоугольный, участками дендрической рисунок речной сети. Наиболее крупными являются реки, расположенные на восточном побережье Заонежского залива – Пяльма, Немина, Шалица, Туба. Долины этих рек, в основном, имеют ящикообразный и V-образный поперечный профиль, продольный профиль не выработан. В руслах рек кристаллические породы нередко образуют пороги и перекаты. На Заонежском полуострове реки гораздо

меньших размеров.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф широко развит на исследованной территории, находится в тесной связи с рельефом кристаллических пород и обусловлен архейско-протерозойскими тектоническими складчатыми структурами и последующей избирательной денудацией.

Тектонический режим, который проявлялся в пределах Фенноскандинавского щита, начиная с позднего докембрия, определил основные черты движений новейшего тектонического этапа. Начиная с архея и до плейстоцена континентальный режим, обусловленный тектоническими движениями эпейрогенического типа, преобладал, по-видимому, на большей части территории. В результате этого режима, в условиях общей стабилизации тектонических движений, поверхность кристаллических пород была сnivelирована и превращена в пенеплен. Резкое поднятие Балтийского щита на рубеже палеогена и неогена привело к интенсивной денудации. В миоцене начался новый этап выравнивания территории. В Карелии известны находки коры выветривания, ее образование относится к неогеновой эпохе корообразования [82]. Из этого можно сделать вывод о том, что основные черты рельефа сформировались в неогене и имели облик, близкий к современному. На протяжении неоплейстоцена территория неоднократно подвергалась материковым оледенениям, под воздействием которых возвышенности были сглажены, а депрессии заполнены аккумулятивными образованиями.

Поскольку активизация денудационных процессов связана с новейшими движениями, усилившимися с конца неогена и, судя по свежести следов дизъюнктивных дислокаций, эрозионному расчленению и заболачиванию равнин, возраст структурно-денудационных равнин может быть определен как неоген-голоценовый [75].

Равнина грядовая и грядово-увалистая (1) на магматических породах нижнего протерозоя занимает значительные площади между озерами Косозеро и Путкозеро, а также на южном побережье Великой Губы и распространена на абсолютных отметках от 50 до 202 м. Относительные высоты гряд и увалов – 20–30 м, протяженность – от 5 до 25 км, склоны различной крутизны (от 20 до 45°), часто гряды имеют вертикальные стенки. Северо-западная ориентировка гряд и увалов, разобщенных межгрядовыми заболоченными понижениями, нередко занятыми узкими долинообразными озерами, отвечает, обычно, направлению длинных осей, отпрепарированных селективной денудацией, древних складчатых структур. Многие из линейно вытянутых впадин возникли под влиянием молодых дизъюнктивных движений. Характерным примером озер, занявших тектонические трещины, являются губа Святуха, Путкозеро и Косозеро, которое продолжается на север в Кефтьень-губу. Длина озер и губ колеблется от 24 до 30 км, а в последнем случае – 45 км. В пределах равнины этого типа местами встречаются сельги, представленные крупными уступами, обусловленными новейшими тектоническими движениями. Высота уступов колеблется от 3 до 30 м, протяженность – до 5–6 км. Сложены сельги метадолеритами и метагаббродолеритами. Стенки не сглажены ледником. У подножия уступов встречаются полосы делювия, ширина которых зависит от высоты уступов и колеблется от 3 до 30 м.

Равнина пологоволнистая с мелкогрядовой поверхностью (2) на магматических породах архея и нижнего протерозоя пользуется наиболее широким распространением на Заонежском полуострове и на юго-востоке описываемой территории. Она расположена на абсолютных отметках 90–180 м. Поверхность равнины представляет собой чередование плавно очерченных повышений округлых или овальных, либо вытянутых в виде гряд с плоскими, нередко заболоченными, понижениями. Повышения равнины, особенно грядового типа, нередко имеют четкую ориентировку, отвечающую направлению длинных осей локальных тектонических структур. Крутизна склонов не превышает, как правило, 5–10°, протяженность – 0,2–1,0 км, относительная высота – 5–10 м. Встречающиеся среди равнин одиночные возвышенности, холмы или гряды имеют, обычно, уплощенные вершины и склоны разной крутизны. На Заонежском полуострове они представляют собой протерозойские интрузии сравнительно устойчивых к выветриванию основных и ультраосновных пород, а на восточном побережье Заонежского залива – архейские интрузии кислых пород.

Равнина грядово-холмистая сильно расчлененная (3) на магматических породах нижнего протерозоя развита на северо-восточном побережье залива Большое Онего. Большинство из них имеет характер возвышенных равнин с абсолютными высотами, как правило, от 40 до 100 м. Относительная высота холмов и гряд, сложенных метабазальтами, метатуфами, метатуффитами, метатуфоалевролитами и имеющих округлые формы, может достигать 20–30 м. Их склоны имеют различную крутизну, вершины и гребни уплощены. Ориентировка гряд отвечает

простирацию складок карелид в северо-западном направлении. Межхолмные понижения приурочены к тектоническим депрессиям, имеющим прямолинейные очертания и крутые обрывистые борта. Некоторые холмы вытянуты в цепочку и представляют собой остатки гряды, разбитой системой молодых разломов. Отпрепарированные селективной денудацией складки, по-видимому, подвергались дизъюнктивным дислокациям, способствовавшим возникновению рельефа, имеющего «блоковую» поверхность.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф сформировался под влиянием процессов четвертичного осадконакопления. Возраст аккумулятивных поверхностей может быть определен по времени формирования коррелятивных четвертичных отложений ледникового, гляциофлювиального, ледниково-озерного генезиса, а также голоценовых – озерного, аллювиального и биогенного происхождения.

Равнина моренная пологоволнистая и всхолмленная (4) на неоплейстоценовых образованиях развита на абсолютных отметках от 35 до 192 м. Относительные превышения на равнине достигают 3–5 м, размеры в поперечнике пологих холмов, имеющих уплощенную вершину, колеблются от 100 до 1 200 м. Холмисто-моренный рельеф наиболее широко распространен на восточном побережье Заонежского залива. Холмы округлых, удлиненных и изометричных форм с пологими выпуклыми склонами. Вытянутые холмы ориентированы в северо-западном направлении, иногда имеют асимметричные склоны. Высота холмов колеблется от 5–8 до 20–25 м, длина и ширина колеблются в широких пределах. Крутизна склонов холмов колеблется от 10° до 25°. Понижения между ними часто заболочены.

Друмлины встречаются, в основном, на востоке и юго-востоке Заонежского полуострова и представляют собой продолговатые холмы, вытянутые длинной осью в направлении движения льда. Высота их колеблется от 5 до 15 м, длина – до 0,5 км, ширина – от 50 до 200 м.

Равнина флювиогляциальная дельтовая плоская (5) на неоплейстоценовых отложениях приурочена к южным или северным концам озера (г. Хед, мыс Клим Нос, Типиницкий и др.) и представляет собой возвышенности, как правило, веерообразной формы, постепенно сливающиеся с озами. Дельты возвышаются над озами и, особенно, над окружающей местностью на 20–60 м. Их ширина колеблется от 500 до 2 000 м, длина – от 800 до 3 000 м.

Кроме дельтовой равнины *флювиогляциальными потоками* созданы такие формы рельефа, как озы, встречающиеся, преимущественно, на Заонежском полуострове, где они имеют значительные размеры. Наиболее крупные озы, протягивающиеся к северо-западу от д. Кузаранда, к северу от д. Типиницы, к западу от д. Палтега, западнее д. Савинская, представляют собой отчетливо выраженные узкие гряды высотой от 5 до 30 м и длиной от 2 до 13 км при ширине от 50 до 700 м. Склоны их, как правило, симметричные, иногда асимметричные, крутизна – от 8 до 45°. Вершины озера широкие, чаще всего, постепенно переходящие в склоны. Преимущественная ориентировка озера северо-западная. На восточном побережье Заонежского залива озовые гряды распространены незначительно, их размеры гораздо меньше: длина – до 2,5 км, высота – до 10 м, ширина по основанию – до 200 м. Исключение составляет Челмужская коса, имеющая протяженность около 20 км, ширину до 500 м и высоту 15–30 м. Продолжением этой озовой гряды являются о-ва Заячий, Хед, Иванцов, Пидостров. По-видимому, Челмужская коса имеет гетерогенное происхождение, представляя собой сочетание озера, моренных гряд, камов, флювиогляциальных дельт. Кроме того, значительное количество озерных гряд выделяется в пределах акватории, где они создают цепочки островов (Кизи, Заячьи, Лебяжьи, Мудростров, Салоостров, Одинокие Луды и др.), рифов и банок, имеющих северо-западную ориентировку. Под водой озовые гряды имеют такие же формы и литологический состав, как и на суше. Отличительной особенностью некоторых озерных гряд (район д. Типиницы) и дельт (г. Хиж, мыс Клим Нос) является наличие крупных термокарстовых воронок глубиной 15–20 м, диаметром 50–150 м с крутизной склонов около 30°, образовавшихся за счет таяния погребенных под песчаными осадками глыб льда.

Равнина ледниково-озерная плоская и волнистая (6) на неоплейстоценовых отложениях занимает значительные площади на восточном побережье Заонежского залива, а в пределах Заонежского полуострова выделяются, преимущественно, в районе Падмозера и к северу от Великой Губы. Эта равнина возникла на месте днищ бывших приледниковых бассейнов ошавского времени, ее волнистая поверхность располагается на абсолютных отметках до 90 м. Относительные превышения достигают 3–5 м. Местами, у бровки равнины, прослеживаются абразионные уступы высотой 10–12 м и серии береговых валов высотой до 2 м.

Иногда поверхность ледниково-озерной равнины осложнена камовым рельефом, созданным

аккумуляцией внутриледниковых озер. В пределах Заонежского залива камовые массивы имеют незначительные размеры – до 0,3 км². Лишь в районе д. Немино, на северо-востоке территории, отмечается камовый рельеф, занимающий площадь более 5 км². Камы чаще всего образуют группы и поля, но встречаются и обособленные холмы, разнообразной формы высотой от 5 до 20 м. Холмы в диаметре у основания – 50–300 м, вершины округлые, редко – конусообразные. В пределах полей камы обычно разделены между собой замкнутыми котловинами, донья которых часто заболочены или заняты озерами.

Равнина озерная плоская и волнистая (7) на голоценовых отложениях на территории листа развита весьма ограниченно и приурочена, в основном, к восточному побережью Заонежского залива и, кроме того, выстилают днища наиболее крупных озер (Яндомозеро, Путкозеро, Падмозеро, Путкозеро, Тубозеро). Абсолютные отметки поверхности равнины колеблются от 33 до 62 м, относительные превышения не более 5 м. Озерная равнина голоценового возраста Онежского озера наклонная ступенчатая, протягивается вдоль Заонежского залива. Ее поверхность наклоненная к озеру, иногда осложнена отдельными холмами высотой до 10 м, сложенными мореной, абразионными уступами высотой 3–5 м, до 20 м (д. Типиницы), а также береговыми валами высотой до 1,5–2 м. Наиболее широко береговые валы развиты на восточном побережье Заонежского залива, к северу от устья р. Немина, где выделяются участки, на которых развито до 10–12 валов, имеющих дугообразную форму, и располагающихся параллельно друг другу на расстоянии от 50 до 200 м. Их длина достигает 2 км.

Озерные террасы встречаются на Заонежском полуострове достаточно редко, в основном – в восточной и южной частях и по берегам наиболее крупных озер, упомянутых выше, а на восточном побережье Заонежского залива они широко развиты. Всего на территории листа выделяются пять террасовых уровней на абсолютных отметках 33–40 м (первая и вторая террасы), 41–47 м (третья терраса) и 48–62 м (четвертая и пятая террасы). Три террасы можно выделить на склонах Челмужской косы, а о. Мегостров известен тем, что на его склонах обнаружены четыре озерные террасы, наклон которых свидетельствует о перекосе озерной котловины в широтном направлении за счет поднятия тектоническими движениями Заонежского полуострова.

Равнина биогенная (болотная) плоская и слабовыпуклая (8) в пределах описываемой территории широкого распространения не получила, но развита повсеместно, на различных абсолютных отметках; крупнейшие массивы тяготеют к абсолютным высотам 40–70 м и достаточно равномерно распределены по площади. Распространение и конфигурация болот связаны с формами рельефа и геологическим строением территории. Так, в условиях развития структурно-денудационного рельефа Заонежского полуострова, болотные массивы занимают узкие понижения между грядами. На участках развития холмистого рельефа и волнистых равнин болота, чаще всего, имеют округлые формы. На Заонежском полуострове преобладают болота сточных котловин низинного типа, а на восточном побережье Заонежского залива – болота слабосточных котловин на наклонных поверхностях верхового типа. Поверхность низинных болот плоская, переходных и верховых – мелкобугристая. Площадь болот увеличивается за счет зарастания мелководных губ и заливов Онежского озера и озер Яндомозеро, Тубозеро, а также мелких послеледниковых озер-реликтов.

Долина речная с поймой (9) отражается в масштабе карты только по наиболее крупным рекам – Немина и Шалица. Ширина долины р. Шалица лишь на отдельных участках достигает 800 м, высота склонов долины незначительная (до 2 м). Долина р. Немина хорошо выражена в рельефе. В среднем течении реки она имеет то асимметричный, то ящикообразный поперечный профиль. Высота бортов долины достигает 35 м, а крутизна склонов – 45°, ширина колеблется от 500 до 1 000 м, в нижнем течении достигает 2–2,5 км.

Остальные, относительно крупные, реки также приурочены к восточному побережью Заонежского залива (Туба, Пяльма, Пудож). В долинах этих рек глубинная эрозия преобладает над боковой, а в руслах отмечается большое количество перекатов и порогов.

В пределах территории листа сохранились следы экзарационной деятельности ледниковых покровов: экзарационные впадины, занятые озерами, ледниковые шрамы и борозды, имеющие северо-западное простирание, совпадающее с направлением основных геологических структур (на северо-запад 320°).

ТЕХНОГЕННЫЙ РЕЛЬЕФ

Техногенные формы рельефа на территории листа представлены карьерами, большинство из которых заброшены и заросли деревьями и кустарником. Лишь недалеко от пос. Толвуя расположено два карьера (Зажогинский и Максовский), разрабатываемых на шунгит. Средняя глубина карьеров – 5–10 м, в масштабе карты они не выражаются.

РЕЛЬЕФ ДНА

Более 30 % территории листа Р-36-ХVIII занимает акватория Заонежского и Повенецкого заливов Онежского озера.

Поверхность дна Онежского озера, в целом, представляет собой плоскую или слабонаклонную озерную равнину, развитую на максимальных глубинах (более 50 м), которые приурочены к заливу Большое Онего, расположенному на юго-западе территории; минимальные отмечаются в районах развития фьордообразных заливов и шхерных областей и занимают незначительные площади. Преобладающие средние глубины Заонежской губы колеблются в пределах от 10 до 50 м.

По преобладанию тех или иных процессов в пределах дна акватории выделены следующие основные генетические категории рельефа: выработанный (структурно-денудационный), аккумулятивно-денудационный, аккумулятивный и абразионно-аккумулятивный.

ВЫРАБОТАННЫЙ РЕЛЬЕФ

Структурно-денудационный рельеф, формирование которого началось в неогеновое время, в Заонежском заливе развит незначительно и приурочен к шхерным областям. По морфологическим особенностям выделяются равнины пологоволнистые с мелко- и крупногрядовой поверхностью и равнины грядовые; они развиты на нижнепротерозойских, сравнительно устойчивых к выветриванию основных и ультраосновных породах.

Равнины пологоволнистые с мелко- и крупногрядовой поверхностью (10) выделяются лишь в шхерном районе в пределах Великой Губы, развиты на глубинах до 10 м. Поверхность равнин представляет собой чередование плавно очерченных повышений либо вытянутых в виде гряд с плоскими понижениями. Гряды имеют четкую, как правило, северо-западную ориентировку. Крутизна их склонов не превышает 5–10°, протяженность – до 1,0 км, относительная высота – 5–10 м.

Равнины грядовые (11) установлены южнее мыса Варнавалок, в южной части акватории. Относительные высоты гряд – 20–30 м, протяженность – до 2 км, склоны различной крутизны – от 20 до 45°. В рельефе эта равнина выражена в виде цепи гряд северо-западной ориентировки, разделенных каньонообразными понижениями.

АККУМУЛЯТИВНО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивно-денудационный рельеф, представленный *озерными грядово-холмистыми равнинами шхерных областей* (12), развит, в основном, в пределах Великой Губы и Толвуйского залива на глубинах до 7–10 м. Равнины, перекрытые к концу неоплейстоцена ледниковыми и водно-ледниковыми осадками, в голоцене подверглась денудации, которая значительно преобладала над аккумуляцией и способствовала уничтожению на отдельных участках накопленного материала. Об этом свидетельствует прерывистый, локально сохранившийся чехол размытых моренных отложений. Относительные превышения на равнинах достигают 3–5 м, размеры холмов и гряд колеблются от 100 до 1 000 м в поперечнике, крутизна склонов изменяется в пределах 10–12°.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Аккумулятивный рельеф наиболее широко представлен в пределах дна акватории и сформировался под влиянием процессов голоценового осадконакопления. В соответствии с ведущими рельефообразующими факторами аккумулятивный рельеф подразделяется на равнины озерные нефелоидные, равнины озерные нефелоидно-флювиальные, озерные нефелоидные плоские и слабонаклонные равнины узких фьордообразных заливов и равнины озерные ундулвиальные пологонаклонные и пологоволнистые.

Равнины озерные нефелоидные плоские (13), развитые на максимальных глубинах от 20 до 50 и более метров, выделены в центральной части Заонежского залива и на юго-западе территории и занимают наибольшую площадь дна. Их формирование началось после освобождения территории от вод позднеледникового озера и продолжается по настоящее время. Равнины, сформировавшиеся в результате заполнения более глубоких частей бассейна озерными нефелоидными осадками, сглаживавшими депрессии кристаллического ложа, в целом, представляют собой широкие (до 10 км) понижения с плоскими днищами.

Равнины озерные нефелоидно-флювиальные плоские (14) распространены достаточно широко, приурочены к центральной части Заонежского залива и развиты на глубинах от 10 до 20 м. Формирование плоской поверхности этих равнин происходило с участием слабых подводных течений, переносящих тонкий взвешенный материал.

Озерные нефелоидные плоские и слабонаклонные равнины узких фьордообразных заливов (15) выделяются в юго-восточной части дна акватории Онежского озера – в Великой Губе и к западу от Большого Клименецкого острова. Они сформировались в узких маленьких заливах, представляющих собой узкие ложбины, в условиях низкой гидродинамической активности, связанной, прежде всего, с небольшим зеркалом для разгона волнения на глубинах от 5 до 10 м.

Равнины озерные ундулюальные пологонаклонные и пологоволнистые (16) в пределах описываемой части дна акватории занимают незначительные площади, развиты на глубинах до 2–3 м и отмечаются в прибрежных частях Челмужского залива, а также на отдельных небольших участках восточного побережья Заонежского залива. Равнины, созданные за счет волновой деятельности, имеют наклонную, в сторону глубоководной части, поверхность, осложненную относительными превышениями, достигающими 2–3 м, которые подчеркивают незначительную мощность осадков волнового генезиса.

АБРАЗИОННО-АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

Абразионно-аккумулятивный рельеф, сформировавшийся в поздне- и послевалдайское время, а в голоцене подвергшийся абразионной деятельности вод, представлен равнинами моренными пологоволнистыми и всхолмленными, равнинами флювиогляциальными волнисто-грядовыми и равнинами ледниково-озерными плосковолнистыми.

Равнины моренные пологоволнистые и всхолмленные сглаженные (17) в пределах дна акватории развиты фрагментарно на глубинах от 0 до 5 м. Моренные равнины, характеризующиеся пологоволнистой слаборасчлененной поверхностью, занимают небольшие площади и приурочены к береговым линиям. Относительные превышения на равнинах достигают 3–5 м, размеры пологих холмов, имеющих уплощенную вершину, колеблются от 100 до 1 500 м в поперечнике. В плане холмы имеют округлую, удлинненную и изометричную формы с пологими выпуклыми склонами, крутизна которых достигает 10°. Характерно присутствие валунного материала.

Равнины флювиогляциальные волнисто-грядовые (18), созданные флювиогляциальными потоками, приурочены к зонам развития озовых гряд как затопленных, так и создающих острова и косы. Они занимают небольшие площади в северной части акватории (в районах Челмужской косы, Заячьих островов, острова Мудостров), где протягиваются полосами длиной от 5 до 20 км и шириной до 2 км. Поверхность равнин осложнена грядами, имеющими северо-западную ориентировку, длина которых достигает 2 км, ширина – 200 м, а крутизна склонов – 10–20°. Понижения между грядами имеют, в основном, вытянутую форму.

Равнины ледниково-озерные плосковолнистые сглаженные (19), сложенные ленточными и массивными глинами, сформировавшимися в приледниковом озере. Развиты повсеместно на различных глубинах – от 0 до 50 м и занимают значительные площади. Равнины, имеющие слабоволнистую поверхность, формировались в ледниково-озерных бассейнах ошашковского времени и в настоящее время перекрыты с поверхности тонким слоем песчаного озерного перлювия.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Формирование рельефа территории происходило в ходе длительного геологического развития района. Главные определяющие черты рельефа закладывались еще в архее и нижнем протерозое, когда длительные процессы горообразования сменялись процессами денудации. В течение этого этапа были созданы основные формы поверхности кристаллических пород: котловины большинства озер, узкие разломные депрессии, крупные гряды и возвышенности [107].

В последующее время, вплоть до четвертичного периода, преобладающими факторами в рельефообразовании были широко и глубоко развитые процессы эрозии и денудации, постепенно превратившие гористую, резко расчлененную, страну в денудационную равнину с относительными превышениями до 100 м. Доледниковые формы рельефа, в основном, были определены складчатыми и разрывными структурами [99].

На протяжении плейстоцена в результате эрозионной и аккумулятивной деятельности ледников и талых ледниковых вод, характер направления которых определялся доледниковым рельефом, рельеф был лишь несколько смоделирован. Возвышенности были сглажены, а по-

нижения заполнены продуктами ледниковой аккумуляции. Аккумулятивная и абразионная деятельность поздне- и послеледниковых бассейнов, послеледниковые процессы денудации, имеющие второстепенное значение, проявились на отдельных участках и образовали, в основном, более мелкие черты рельефа на формах, уже созданных ранее главными рельефообразующими факторами.

Уровень Онежского озера в поздне- и послеледниковые менялся в зависимости от колебаний деградирующего ледника, а также гляциоизостатических движений, которые скомпенсировались в течение 5–7 тыс. лет [48].

В то время как наблюдалась общая тенденции к снижению уровня озера в голоцене, глобальные и региональные изменения климата вызывали чередование трансгрессий и регрессий, следы которых нашли отражение в образовании террас. На протяжении всего голоцена на территории листа формировалась речная сеть, образовывались озера, происходило постепенное заболачивание.

НОВЕЙШИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Субстратом для формирования современного рельефа служили докембрийские образования карельского комплекса нижнего протерозоя и водлинского комплекса архея. Поверхность щита развивалась в условиях длительного континентального режима, на протяжении которого господствующую роль играли денудационные процессы. В позднем протерозое с началом платформенной стадии развития щита она подвергалась воздействию дифференцированных дизъюнктивных тектонических движений, продолжающихся до настоящего времени [75].

Новейшие тектонические движения и структуры, образованные ими, оказали существенное влияние на формирование рельефа Заонежья и определили пространственное размещение основных орографических комплексов, ориентировку отдельных форм рельефа, озерных котловин, речных долин и т. д.

Однако роль новейших движений не ограничивается только воздействием на рельеф, но распространяется и на условия осадконакопления в четвертичном времени.

Границы распространения ледниковых щитов (не менее шести), особенности их дегляциации, определили площадное распространение и основные генетические типы осадков рыхлого четвертичного покрова, но зональность в развитии четвертичных осадков, обусловленная физико-географической обстановкой, существовавшей в момент их формирования, усложнена также и тектоническими факторами, которые оказали как пассивное, через дочетвертичный рельеф, так и активное влияние на четвертичное осадконакопление.

Если физико-географические условия определили, в целом, границы распространения, основные генетические типы осадков и время их образования, то тектонические факторы оказали существенное влияние на мощность покрова четвертичных осадков, строение разреза и пространственное размещение определенных генетических типов осадков [48].

Влияние новейших тектонических движений, в первую очередь, отразилось на общем характере строения и мощности покрова четвертичных осадков. В связи с длительной тенденцией к поднятию юго-восточной части Балтийского щита здесь развит относительно маломощный (первые десятки метров) покров рыхлых осадков, в разрезе которого присутствуют только верхнечетвертичные образования: морена последнего оледенения, поздне- и послеледниковые, водно-ледниковые и, реже, голоценовые озерные и болотные образования. Весьма существенное влияние тектоники сказалось и на пространственном размещении отдельных генетических типов четвертичных осадков, что наиболее четко прослеживается на примере водно-ледниковых и озерных отложений.

Влияние новейших тектонических движений можно проследить и при изучении пространственного размещения различных генетических типов отложений; наиболее широким площадным развитием пользуется морена последней ледниковой эпохи, она покрывает почти 80 % площади. Некоторые черты строения и состава, а также относительные колебания мощности верхнего моренного горизонта свидетельствуют о влиянии на него новейших движений [48].

Существует связь между неотектоническими движениями и пространственным размещением озных гряд, широко развитых в пределах изученной территории, имеющих крайне разнообразные морфологические характеристики, свойственные именно озам Заонежья [48, 81, 82]. Как правило, озные гряды приурочены к линиям тектонических нарушений, удивительное их совпадение в направлении и простирации, большая протяженность, совпадающая и одновременно отражающая протяженность линий тектонических нарушений. Пологая смятость слоев, наличие воронкообразных провальных форм, пространственная приуроченность к неотектонически активным разломам, свидетельствуют о возможном воздействии тектонических разрыв-

ных нарушений голоценового возраста на уже сформировавшиеся ранее озовые образования.

Поскольку новейшие движения, в целом, проявились с большей степенью унаследованности и воздействовали на покров рыхлых осадков, древние структурные элементы кристаллического щита оказались не только выраженными в денудационных формах рельефа, но и «просвечивают» сквозь четвертичный чехол.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Полезные ископаемые на территории листа Р-36-ХVIII связаны с позднеархейскими и раннепротерозойскими метаморфизованными и метасоматически измененными осадочно-вулканогенными и плутоническими породами, а также с четвертичными образованиями.

Местоположение месторождений, проявлений и пунктов минерализации на листе, их приуроченность к соответствующим комплексам и сопутствующие им поисковые признаки показаны на Карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения (КЗПИ) и карте четвертичных образований (КЧО). Всего на КЗПИ показано 14 месторождений, 42 проявления и 23 пункта минерализации, а на КЧО – 21 месторождение и 8 проявлений. Кроме того, на КЗПИ представлены площадные и точечные аномалии урана по данным аэрогамма-спектрометрической съемки в рыхлых отложениях, точечные шлиховые пробы с аномальными содержаниями минералов спутников алмазов, скважины, в которых был встречен асбест.

Краткая характеристика месторождений, проявлений и пунктов минерализации, а также перечисленных выше аномалий приведена в приложениях 1 и 2. Описание скважин приведено в приложениях 6–8. В тексте приведены описания наиболее типичных месторождений, проявлений и пунктов минерализации для каждого вида полезных ископаемых.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

На территории Карелии выделены 10 торфяных районов, учитывая основные геологические условия и физико-географические особенности территории, обуславливающие своеобразие торфяных месторождений по размерам, типам и видам строения залежи, геоморфологическому положению, растительному покрову и микрорельефу, а также степени заторфованности [61].

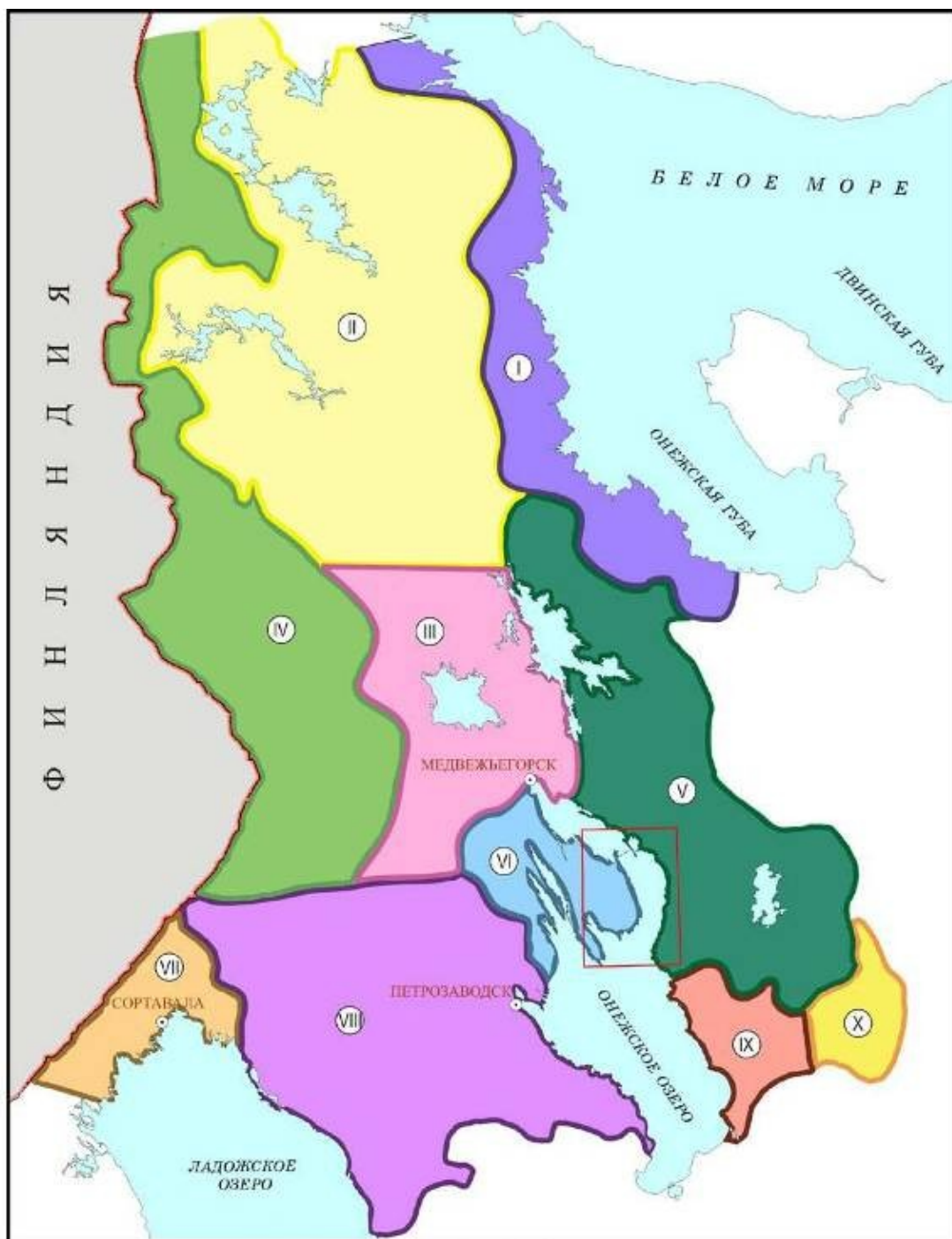
Площадь листа Р-36-ХVIII включает в свою территорию фрагменты двух торфяных районов: Заонежского и Юго-западной части кряжа Ветренный пояс (рис. 17).

Торфяной район Юго-западной части кряжа Ветренный пояс занимает восточную часть территории листа. Коренные породы перекрыты толщей четвертичных отложений, рельеф слабо расчленен, что благоприятствует развитию торфообразовательных процессов. Заторфованность местами достигает 50 %. Преобладают торфяные месторождения верхового типа слабосточных котловин на наклонных поверхностях. Реже встречаются месторождения смешанного типа.

В Заонежском торфяном районе, в пределах которого расположен Заонежский полуостров, преобладают торфяные месторождения сточных котловин с залежью низинного типа. Месторождения, в основном, небольшие по площади и имеют узкую вытянутую форму. Заторфованность территории невысокая (10–15 %).

На территории листа известно 1 месторождение торфа в пределах района Юго-западная часть кряжа Ветренный пояс – *Кобылий мох* (III-4-17) и 8 малых месторождений, расположенных в Заонежском торфяном районе – *Саранджа-Замошье* (II-1-20), *Теребное* (II-1-21), *Залебьяжье* (II-2-14), *Падем-Мох* (II-2-16), *Мядгоямское* (II-2-15), *Керацкое* (II-2-17), *Космозерское* (III-1-18), *Заонежское* (III-1-19), краткая характеристика которых дана в таблице 3. Все месторождения торфа голоценового возраста. Средняя влажность торфа колеблется от 87,3 до 89,8 %. Средняя степень разложения топливных торфов – от 26 до 35 %, средняя зольность изменяется от 2,3 до 8,7 %. Все месторождения находятся в нераспределенном фонде недр. По своим техническим свойствам торф может быть пригоден для разработки на топливо, а также использоваться в сельском хозяйстве в качестве подстилочного материала и агроруд. Торфяные месторождения, пригодные для длительного промышленного использования, на территории

листа отсутствуют в связи с особенностями торфяников карельского типа (мозаичность, сложность конфигурации, невыдержанность мощности – мелкозалежность).



Масштаб 1: 5 000 000

Торфяные районы Карелии

	Прибеломорская низменность		Западно-Карельская возвышенность		Северо-Западное Прионежье
	Северо-Озерный		Юго-Западная часть кряжа Ветренный пояс		Южный Онего-Ладожский
	Сегозерско-Выгозерский		Заонежский		Онежско-Водлинская равнина
					Андомская возвышенность

Рис. 17. Торфяные районы Карелии.

Характеристика месторождений торфа

№ п/п	Название месторождения	Запасы, тыс. т			Степень освоения
		A+B	A+B+C ₁	C ₂	
1	Саранджа-Замошье	1127	1553	126	Резерв
2	Геребное		288		Резерв
3	Залебязье	2090	2090		Резерв
4	Падем-Мох	3884	3884		Резерв
5	Мягкоямское		684		Резерв
6	Керацкое		453		Резерв
7	Космозерское		1490		Резерв
8	Заонежское		174		Резерв
9	Кобылий мох			57	Резерв

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО, ТИТАН

По условиям образования и локализации титан-железорудные месторождения, проявления и пункты минерализации, расположенные на территории листа, отнесены к титаномагнетитовой формации и принадлежат к магнетитовому и титаномагнетитовому минеральным типам.

Магнетитовый минеральный тип представлен 3 пунктами минерализации: *Падминским (обн. 3773) (II-1-9)*, *Космозерским (скв. 53) (II-1-15)* и *Великогубским (скв. 2) (III-1-14)*. Оруденения локализованы в силлообразных телах габбродолеритов заонежского комплекса, залегающих среди пород заонежской свиты. Магнетит распределен в породе в виде вкрапленности; содержание его достигает 80 % от общего объема породы.

К титаномагнетитовому минеральному типу железистых руд относятся 1 крупное месторождение *Пудожгорское (III-4-9)*, пункт минерализации *Прибрежный (III-4-7)*, а также проявление *Онежское*, представленное скважинами 128, 129, 131, 132 и 133 (IV-4-5, 7, 8, 9, 10).

Пудожгорское месторождение (III-4-9) расположено на восточном берегу Онежского озера и приурочено к дайке, сложенной слабо дифференцированными габбродолеритами койкарского комплекса, выполняющей субгоризонтальную трещинную полость среди архейских гранитоидов Водлозерского блока. Оно входит в состав одноименного рудного узла карельского возраста. Простираение рудоносного массива северо-западное до меридионального, падение юго-западное под углами от 3 до 48°. Дайка по простиранию прослежена на 7,1 км, мощность дайки – 130–180 м с уменьшением на флангах до 40–50 м. Форма пластообразная неправильная с извилистыми контактами. Титаномагнетитовое оруденение представлено густой равномерной вкрапленностью и образует три рудные залежи протяженностью 1 000–3000 м, мощностью от 7,2 до 23,2 м (средняя – 14–17 м), залегающие параллельно лежащему контакту интрузии, в среднем на расстоянии 30 м от ее подошвы (в верхней габбровой части разреза). Оруденение прослежено на глубину 380 м. По содержанию титаномагнетитовой вкрапленности выделяются две разновидности руд: с содержанием титаномагнетита от 45 до 75 % и от 25 до 45 %. Основная часть рудной залежи сложена богатыми рудами первой разновидности. Рудные залежи выдержаны по простиранию и падению на всем протяжении рудоносной интрузии. Руды комплексные, полезными компонентами являются железо, титан, ванадий, золото, металлы платиновой группы, медь. Средние содержания Fe_{вал.} – 28,91 %, Fe_{раств.} – 22,1 %, TiO₂ – 8,13 %, V₂O₅ – 0,43 %, S – от 0,07 до 0,16 %, P – от 0,08 до 0,12 %. По содержанию железа руды относятся к бедным. В обогащенных сульфидами верхних частях рудной залежи мощностью 3,0–8,5 м отмечаются повышенные концентрации меди (0,1–0,28 %, в среднем – 0,13 %), золота (0,14–0,3 г/т, в среднем – 0,21 г/т), платины (до 0,51 г/т), палладия (до 1,11 г/т). Среднее содержание суммы золота, платины и палладия в рудах оценивается в 0,928 г/т [11, 12, 36]. Золотое оруденение приурочено к верхней рудоносной части габбровой зоны, подошва золотого оруденения устанавливается по появлению в минеральном составе рудных тел халькопирита и барита. Из других второстепенных рудных минералов присутствуют пирит, сфалерит, редко – галенит. По результатам опробования определена мощность золотосодержащего тела 2–6 м, которое совмещено с центральной, наиболее высокожелезистой частью горизонта титаномагнетитовых руд. Среднее содержание золота по 6 пробам на мощность 5,3 м – 0,35 г/т по Пудожгорскому участку. Важным признаком золотого и платинометалльного оруденения для руд Пу-

дожгорского месторождения являются парагенетические ассоциации теллуридов платины и палладия – котульскита и меренскита, а также самородного золота с халькопиритом и борнитом, которые приурочены к силикатам и кристаллам титаномагнетита, частично замещая последние. благородные элементы концентрируются в сульфидных рудах хвостов магнетитовой сепарации и отчасти – титаномагнетитовом концентрате. Размер сульфидов – мелкий и весьма тонкий [77]. На Государственном балансе учтены забалансовые запасы комплексной титаномагнетитовой руды, содержащей пентоксид ванадия в качестве попутного полезного ископаемого. Забалансовые запасы руды составляют 316,69 млн т, забалансовые запасы пентоксида ванадия – 1 359,3 тыс. т при среднем содержании 0,43 %.

Проявления титаномагнетитовой с ванадием минерализации на Бураковской интрузии приурочены к породам зоны феррогабброноритов, развитой в северной части Бураковского блока [52]. Эта зона в пределах листа изучена скважинами 128, 129, 131, 132, 133. В пределах нижней части разреза феррогабброноритовой зоны мощностью 180–220 м выделяется два локальных участка (горизонта) с промышленными концентрациями ванадия, имеющие площадное развитие на Бураковском блоке интрузии. Площади их развития, в том числе потенциально перспективные на выявление ванадиеносных титаномагнетитовых руд, объединяются под названием *Онежское проявление* (IV-4-5, 7, 8, 9, 10).

Первый (горизонт № 1) приурочен к основанию разреза и прослеживается на всей площади развития пород феррогабброноритовой зоны. По морфологии – это пластовая залежь, залегающая согласно с псевдостратифицированным разрезом пород интрузии. Мощность залежи непостоянна и изменяется от 33,0 м в западной части Бураковского блока и до 66,0 м – в восточной. Содержание V_2O_5 в пределах горизонта № 1 изменяются от 0,12 до 0,26 %, которое обычно увеличивается к его нижней и средней частям. Средние концентрации пентоксида ванадия в разных пересечениях варьируют от 0,15 до 0,2 %. Вмещающие оруденение породы представлены среднезернистыми лейкократовыми габброноритами с прослоями мелкозернистых, реже крупнозернистых и их мезократовых разновидностей.

Второй уровень (горизонт № 2) ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов расположен на 40–70 м выше по разрезу от кровли первого. Его мощность в изученных пересечениях в среднем составляет около 60 м. Наибольшее количество пересечений горизонта № 2 было получено в северо-западной части Бураковского блока. Содержание оксида ванадия в горизонте № 2 ниже чем в горизонте № 1 и составляет в среднем 0,15 %. Разрез представлен лейкократовыми мелко-среднезернистыми габброноритами с вкрапленностью титаномагнетита до 5–8 %, в отдельных прослоях мощностью до 0,5–6,0 м до 10–15 % и средне- крупнозернистыми лейкократовыми габброноритами, содержащими от 3 до 5 % рудной вкрапленности. В северо-западной части Бураковского блока ванадийсодержащие титаномагнетитовые габбронориты горизонта № 2 образуют согласную с общей слоистостью залежь протяженностью по падению до 1 200–1 500 м, выклинивающуюся с глубиной или по мере продвижения к центральным частям площади развития пород зоны феррогабброноритов.

Минеральный состав пород вмещающих оруденение достаточно однороден и отличается только соотношением породообразующих и рудных минералов. Габбронориты состоят из плагиоклаза – 55–80 %, пироксена – 15–30 %, кварца – 1–3 %, рудные представлены титаномагнетитом – 5–15 %, халькопиритом – 1–3 %, пиритом – доли %. Титаномагнетит образует гипидиоморфнозернистые агрегаты размером от 0,1 до 10 мм, преобладающий – 0,5–2,0 мм. В безрудных габброноритах, разделяющих горизонты № 1 и 2, содержание титаномагнетита в среднем составляет 3–5 %, в отдельных прослоях его количество достигает 8–10 %, однако содержание пентоксида ванадия в них редко превышает 0,1 %.

Была выполнена оценка прогнозных ресурсов ванадийсодержащих титаномагнетитовых габброноритов Онежского проявления до глубины 300 м по всем рудоперспективным площадям развития пород феррогабброноритовой зоны, в т. ч. по категории P_1 для горизонтов № 1 и 2 в северо-западной части Бураковского блока интрузии, как наиболее изученной, и по категории P_2 – для остальных наиболее перспективных площадей в пределах развития пород феррогабброноритовой зоны [52]. Прогнозные ресурсы ванадийсодержащих титаномагнетитовых габброноритов категории P_1 составили 1 199 млн т руды, категории P_2 – 1 045 млн т руды. Более детальное изучение рудных горизонтов Онежского проявления позволит выявить в их пределах рудные тела с содержанием V_2O_5 – 0,2 % и более, а также оценить их мощность и протяженность по падению и простиранию.

ВАНАДИЙ, УРАН, МОЛИБДЕН

Рудные объекты, относимые к уран-благороднометалльно-ванадиевой рудной формации в

метасоматитах зон складчатых разрывных дислокаций, являются одними из наиболее перспективных для промышленного освоения на территории Заонежского полуострова. К этой формации относятся 5 месторождений, расположенных в пределах Тамбицкой и Святухинско-Космозерской зон складчато-разрывных дислокаций (СРД) – *Средняя Падма* (II-2-9), *Весеннее* (II-2-10), *Верхняя Падма* (II-2-13), *Космозеро* (III-1-10), *Царевское* (III-2-2), а также 5 проявлений комплексных уран-ванадиевых руд – *Северо-Космозерское* (III-1-5), *Южно-Космозерское* (III-1-11), *Великая Губа* (III-1-16), *Нулица* (III-2-3), *Яндомозеро* (III-1-17), локализованных в Падминском благороднометалльно-уран-ванадиевом рудном районе.

Месторождение Средняя Падма (II-2-9) локализовано в пределах Тамбицкой зоны СРД, на юго-западном крыле Падминской антиклинали. Ядро складки сложено доломитами туломозерской свиты, крылья – вышележащими алевролитами, шунгитсодержащими и пестроцветными карбонатно-сланцевыми сланцами нижней подсвиты заонежской свиты. Антиклиналь имеет изоклинальную форму с крутым (70–90°) падением крыльев. Ширина складки по подошве заонежской свиты составляет 300–400 м, высота – более 600 м. Оруденение контролируется крутопадающей (60–90°) на юго-запад зоной послонных срывов и сопряженных с ней оперяющих многоярусных полого падающих (от 0–10 до 25–30°) к северо-востоку зон отрыва, развитых в толще алевритов и сланцев заонежской свиты. Вдоль рудоконтролирующих разрывных нарушений развиты зоны гидротермально-метасоматического изменения пород, имеющие зональное строение: а) внешняя зона безрудных альбититов (пирит-доломит-кварц-альбитовых метасоматитов); б) промежуточная зона гематитсодержащих ванадий-флогопитовых слюдитов с уран-ванадиевым оруденением (урано-титанит-ванадий-флогопитовый тип руд); в) внутренняя зона слюдиисто-карбонатных метасоматитов с наиболее высокими концентрациями урана, золота, палладия, платины (селенидно-настурановый тип руд). На эти зоны наложена более поздняя кварц-хлорит-сульфидная минерализация, несущая молибденово-медное оруденение (сульфидный тип руд), которое концентрируется, преимущественно, на границе зон «а» и «б», а также в доломитах туломозерской свиты в лежачем боку уран-ванадиевых рудных тел. Сульфидная минерализация может распространяться в стороны от уран-ванадиевых залежей на сотни метров [77]. Рудные тела имеют лентообразную в плане и клиновидную в разрезе форму и группируются в две рудные залежи: северо-западную (залежь 1) и юго-восточную (залежь 2). В целом, продуктивная зона месторождения прослежена бурением на 2 700 м при ширине от первых метров до 110 м. Всего выявлено 11 рудных тел [106]. Рудная залежь 1 (51,6 % запасов) имеет в плане размеры 1 300×(20–110) м и объединяет сближенные рудные тела 1, 2 и 3, залегающие на глубинах 50–190 м и разделенные забалансовыми рудами мощностью 5–50 м. Размеры рудных тел в плане – (325–740)×(15–100) м, мощность – 1,2–34,6 м, содержание V₂O₅ – от 1,2 до 7,4 % (среднее – 2,78 %). Рудная залежь 2 прослежена на 1 840 м при ширине 14–140 м, она объединяет восемь рудных тел (4, 4а, 4б, 4в, 5, 6, 6а, 6б), залегающих на глубине 105–360 м. Рудные тела разделены безрудными интервалами или забалансовыми рудами мощностью 5–80 м. Размеры тел – (390–1 170)×(15–100) м, мощность – от 1,3 до 23,4 м, содержание V₂O₅ – 1,39–2,71 %. Наиболее крупное рудное тело 4 содержит 22,8 % запасов всего месторождения.

Руды месторождения Средняя Падма уран-ванадиевые с попутными молибденом, медью, золотом, платиной, палладием и серебром. Рудные минералы ванадия представлены ванадиевым флогопитом, роскоэллитом и ванадийсодержащим гематитом, в окисленных рудах присутствуют ванадаты урана (карнотит, тюямунит), карелианит, ноланит, монтроезит и другие. Оруденение вкрапленное, прожилково-вкрапленное, гнездовое, массивное. Содержание V₂O₅ в руде колеблется от 0,5–1 до 10–17 %, составляя, в среднем по месторождению, 2,35 %. Урановое оруденение развито в контурах ванадиевых руд и представлено вкрапленностью и прожилками уранинита, настурана, титанатов урана и вторичными силикатами, ванадатами. Среднее содержание урана – 0,074 %. Благороднометалльная минерализация тесно ассоциирует с сульфидами и, локализуясь в основном на участках развития кварцево-сульфидных и кварцево-селенидных прожилков, распределена в контурах рудных тел очень неравномерно. Содержания золота – от 1 до 50–70 г/т фиксируются в интервалах мощностью от 0,3–1,7 до 3–7 м. Их доля в общем объеме руды – 3–5 %, среднее содержание золота в ванадиевых рудах составляет 0,16 г/т. Золото самородное, образует мелкие (до 0,01 мм) зерна в массе роскоэллита и хромфенгита; в ассоциации с настураном, галенитом, пиритом, халькопиритом, гематитом и баритом встречается более крупное (до 1,5–2,5 мм) золото, характеризующееся высокой пробностью (Au – 94–97 %, Ag < 5,5 %, Cu < 1,2 %, Fe < 1,2 %). Среди элементов платиновой группы преобладает палладий (Pd/Pt – в среднем около 20). Содержание палладия варьирует от 0,4–2 до 20–35 г/т на мощность 0,4–11,3 м, в четырех пробах достигая 75–420 г/т. Доля проб с содержанием более 1 г/т составляет 4–6 %, среднее содержание в рудах – 0,29 г/т, максимальные содержания платины – 3–29 г/т, среднее в руде – 0,02 г/т, минералы платиноидов представлены висмутидами (поля-

рит, фрудит и другие), сульфоселенидами и сульфидами переменного состава, обычно в тесном сростании с селенидами свинца и висмута (клаусталит, парагуанахуатит, платинит). Их размеры – от долей миллиметра до 1–10 см. Среди селенидов присутствуют серебросодержащие (вейбуллит, богдановичит и другие); содержания серебра в пробах достигают 40–174 г/т. В краевых частях тел ванадиевых руд и за их пределами в виде ореолов развита медно-молибденовая минерализация, представленная вкрапленностью и прожилками халькопирита, борнита, молибденита.

Запасы основных и попутных компонентов утверждены Государственным балансом и приведены в таблице 4. Кроме того, утверждены забалансовые запасы руды – 8 451 тыс. т, V_2O_5 – 33,959 тыс. т при среднем содержании 0,39 %.

Таблица 4

Качество и запасы комплексных руд месторождения Средняя Падма

Элементы подсчета	Единицы измерения	Запасы и содержания					
		C ₁		C ₂		C ₁ +C ₂	
		запасы	содержание	запасы	содержание	запасы	содержание
Руда	тыс. т	2111,8		2477,9		4589,7	
V ₂ O ₅	т/%	58767	2,78	48883	1,97	107650	2,35
U	т/%	1553	0,074	1513	0,061	3066	0,067
Mo	т/%	860	0,041	167	0,007	1027	0,022
Cu	т/%	1576	0,07	561	0,02	2137	0,04
Руда	тыс. т			4589,7		4589,7	
Au	кг/ г/т			729	0,16	729	0,16
Pt	кг/ г/т			72	0,02	72	0,02
Pd	кг/ г/т			1346	0,29	1346	0,29
Ag	кг/ г/т			7427	1,62	7427	1,62

По данным лабораторных технологических исследований, проведенных в ВИМС в 1989 и в 1991 гг. и во ВНИИХТ в 1990 г., разработаны два метода переработки уран-ванадиевых руд: химико-металлургический с предварительным магнитно-флотационным обогащением руды и гидрометаллургический (автоклавное сернокислородное выщелачивание) с предварительным флотационным обогащением. При обоих методах получается сульфидный концентрат, черновой урановый концентрат и пентоксид ванадия. Извлечение ванадия при использовании химико-металлургического метода составляет 92,5 %, урана – 91 %, при использовании гидрометаллургического метода – более 80 и 74 % соответственно. В первом случае конечным продуктом является химически чистый пентоксид ванадия, а во втором – чистый пентоксид ванадия. Извлечение в сульфидный концентрат попутных компонентов составляет: золота – 73 %, палладия – 54 %, серебра – 93 %, меди – 95 %, молибдена – 95 %. Горнотехнические условия освоения месторождения подземным способом соответствуют средней сложности. Осложнения ожидаются при проходке шахт в зонах трещиноватости в условиях сильной их обводненности.

Месторождение Царевское (Ш-2-2) расположено в южной части Заонежского полуострова, в 12 км севернее д. Типиницы. На месторождении проведены поисковые и оценочные работы [106], выполнен подсчет запасов комплексных руд. Структурно месторождение приурочено к юго-западному крылу Западно-Царевской антиклинали, являющейся юго-восточным продолжением Падминской антиклинали. Оруденение локализовано в шунгитсодержащих алевролитах и метапелитах нижней подсвиты заонежской свиты, являющихся своеобразным литолого-геохимическим барьером на контакте с подстилающими пестроцветными доломитами туломозерской свиты ятулия. Рудная минерализация по поперечным клиновидным зонам дробления прослеживается и в вышележащие сланцы. Выделяются две субгоризонтальные рудные залежи, на глубине 400 м сливающиеся вместе. Залежь 1 имеет длину 1,3 км, ширину по падению – 200–300 м, среднюю мощность – 9 м; залежь 2 соответственно – 0,3 км, 50–100 м, 12 м. Руды месторождения представлены слюдисто-альбит-доломитовыми метасоматитами существенно карбонатного состава (сумма карбонатов в среднем составляет 20 % от массы породы). Текстура руд прожилково-вкрапленная, дисперсная, реже – массивная. Характерна наложенная хлорит-кварц-сульфидная минерализация. Главным промышленным минералом является ванадиевый флогопит (роскозлит), образующий мелковкрапленные выделения и сплошные мелкочешуйчатые массы, присутствующий в гнездах, цементе или обломочном материале брекчий в ассоциации с доломитом, ванадиевым гематитом и карелианитом. Урановая минерализация, развитая в виде колломорфной мелкой вкрапленности в слюдах и секущих их кварц-карбонатных жилах, представлена настураном, уранинитом, браннеритом; молибденовая – молибденитом; меднорудная – халькозином, халькопиритом и борнитом; золоторудная – самородным

золотом. Золото и палладий связаны с сульфидами меди и селенидами свинца, висмута и серебра. Технологические свойства руд Царевского месторождения не определялись.

Месторождение Весеннее (II-2-10) расположено на Заонежском полуострове, в 6 км северо-западнее д. Великая Нива. Находится на расстоянии 0,6–0,8 км от месторождения Средняя Падма и может рассматриваться как западный фланг этого объекта. Состояние изученности месторождения соответствует оценочной стадии [106]. Месторождение располагается в замковой части и в крутом северо-восточном крыле Саврозерской антиклинали центральной части Тамбицкой зоны складчато-разрывных дислокаций (СРД). Оруденение представлено тремя рудными залежами, локализованными в крыле и шарнире пликативной тектонической структуры, и контролируется слоем шунгитсодержащих алевролитов и клиновидной зоной дробления. Общая протяженность рудной зоны – 2,5 км, ширина – от 30–40 до 90 м. Залежь 1 в северо-восточном крыле структуры имеет протяженность 600 м, ширину – 50–60 м, мощность – от 1,5 до 29,6 м (средняя – 9 м). Рудная залежь 2, расположенная в 200 м к югу от залежи 1 в замковой части антиклинали, имеет протяженность 800 м, ширину – 40–66 м, мощность – от 1,1 до 20,0 м (средняя – 8,9 м). Залежь 3 расположена в 200 м к северу от залежи 1 в замке складки, протяженность ее – 560 м, ширина – 40–60 м, мощность – от 1,3 до 33 м (средняя – 8,2 м). Руды сложены брекчиями на кварц-доломитовом цементе, метасоматитами слюдисто-кварц-карбонатного состава (1-я стадия рудообразования) и карбонатными прожилками с сульфидной минерализацией (2-я стадия рудообразования). Основная составляющая комплексных руд месторождения – ванадийсодержащие минералы (роскоэлит, акмит и карелианит); урановая минерализация представлена настураном, уранинитом, коффинитом. Руды по составу более бедные, чем в месторождении Средняя Падма, однако сопровождаются сопутствующей минерализацией, ведущее значение в которой имеют молибден и золото.

Месторождение Верхняя Падма (II-2-13) расположено в 5 км юго-восточнее месторождения Средняя Падма. На месторождении проведены поисковые и оценочные работы. Структурно месторождение располагается в Тамбицкой зоне СРД и приурочено к синклинали складке, усложняющей замковую часть Падминской антиклинали. Оруденение локализовано в шунгитсодержащих алевролитах заонежской свиты людиковия на контакте их с подстилающими доломитами туломозерской свиты ятулия, а также в межслойной зоне дробления карбонатных пород. Представляет собой единую рудную зону протяженностью 1,2 км, включающую две стратиформные рудные залежи седловидной формы. Верхняя рудная залежь 1, залегающая на глубинах от 20 до 100 м от поверхности, прослежена по простиранию на 1,17 км, при ширине 30–40 м и мощности – 4,0 м. Рудная залежь 2, располагающаяся стратиграфически ниже первой, имеет длину 0,6 км, ширину – 100 м, мощность – 3 м. Большая часть запасов (8,8 тыс. т пентоксида ванадия) сосредоточена в рудной залежи 1. Состав руд существенно карбонатный. Руды залежи 1 представлены доломит-слюдисто-альбитовыми метасоматитами по алевролитам, залежи 2 – кварц-доломит-слюдистыми метасоматитами по карбонатным породам. Из рудных минералов преобладают ванадиевый флогопит и ванадаты урана (карнотит, тьюмунит) в ассоциации с настураном. Карнотитовая минерализация частично распространяется и в тектонизированные доломиты туломозерской свиты. Для руд наряду с высокими содержаниями пентоксида ванадия и урана характерны повышенные содержания меди и молибдена, а также аномальные содержания сопутствующих золота, серебра, висмута и лития.

Месторождение Космозеро (III-1-10), принадлежащее к группе месторождений и проявлений Святухинско-Космозерской зоны СРД, расположено в 4,5 км севернее пос. Великая Губа, в 14 км к юго-западу от месторождения Средняя Падма. Открыто в 1979 г. при проведении поисково-картировочных работ на уран [94], вначале изучалось как урановое, а затем было переоценено как ванадиевое. Комплексное уран-ванадиевое оруденение образует четыре рудные залежи – I, Па, Пб и Пш – со средними размерами по простиранию от 100 до 700 м, по падению – от 30 до 127 м, мощностью от 9 до 28 м. Глубина залегания рудных залежей варьирует от 50 до 500 м. Большая часть запасов руды (67 %) сосредоточена в залежи Пш. Рудные залежи имеют сложное внутреннее строение штокверкового типа и состоят из серии невыдержанных по залеганию и мощности рудных тел. Характер метасоматической зональности, контролирующей оруденение, сходен с наблюдаемым на месторождении Средняя Падма. Рудами являются доломит-слюдисто-альбитовые метасоматиты по сланцам, алевролитам и доломитам. По текстурно-структурным особенностям руды прожилково-вкрапленные, дисперсные, реже – массивные, обычно – мелкозернистые (менее 1,0 мм), редко – среднезернистые (до нескольких миллиметров). Характерна наложенная сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, молибденит, сфалерит). Главными промышленными минералами ванадия являются ванадиевый флогопит и карелианит; урана – настуран, титанаты и ванадаты урана; молибдена – молибденит, тугариновит; меди – халькопирит, халькозин, самородная медь; золота – самородное золото, селениды и

интерметаллические соединения золота и серебра; платины и палладия, селениды свинца, висмута и серебра. Перечень геохимических спутников основного оруденения тот же, что и в рудах месторождения Средняя Падма.

В таблице 5 приводятся запасы по категории С₂ и средние содержания попутных компонентов в рудах месторождений Падминского рудного района [106].

Таблица 5

Качество и запасы комплексных руд месторождений Падминского района
(запасы/содержания т/%; для благородных металлов – кг/ г/т)

Месторождение	Запасы руды, тыс. т	V ₂ O ₅	U	Mo	Cu	Pd	Pt	Au	Ag
Весеннее	2620	<u>49050</u> 2,13	<u>540</u> 0,109	<u>1308</u> 0,05	<u>1308</u> 0,05	<u>549</u> 0,21	<u>52</u> 0,02	<u>471</u> 0,18	<u>890</u> 0,34
Верхняя Падма	565	<u>13100</u> 2,32	<u>2400</u> 0,043	<u>1674</u> 0,296	<u>2900</u> 0,513	<u>100</u> 0,18		<u>119</u> 0,21	<u>567</u> 1,00
Космозеро	1405	<u>59300</u> 4,2	<u>1800</u> 0,128	<u>1885</u> 0,134	<u>11900</u> 0,844	<u>499</u> 0,36	<u>63</u> 0,04	<u>332</u> 0,24	<u>2569</u> 1,82
Царевское	5011	<u>103400</u> 2,06	<u>3300</u> 0,066	<u>3293</u> 0,066	<u>12100</u> 0,241	<u>1209</u> 0,24		<u>215</u> 0,04	<u>2118</u> 0,42

Кроме того, в Государственном балансе запасов ванадия учитываются забалансовые запасы комплексной титаномагнетитовой (железо-титано-ванадиевой) руды *Пудожгорского месторождения*, содержащей пентоксид ванадия в качестве попутного полезного ископаемого. Забалансовые запасы руды составляют 316 689 тыс. т, забалансовые запасы V₂O₅ – 1 359,3 тыс. т при среднем содержании 0,43 %.

Рудная формация молибден-ванадиеносных сланцев в породах заонежской свиты представлена 1 пунктом минерализации – *Восточно-Космозерское* (Ш-1-8). Пункт минерализации выявлен при переопробовании керн скважины 231 ОАО «ПКГЭ» [90]. На глубине 72,5 м в пласте шунгитсодержащих сланцев слабо трещиноватых с мельчайшими гнездами пирита установлены повышенные содержания ванадия (0,1 %), молибдена (0,01 %), цинка (0,24 %) и никеля (0,055 %).

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На территории листа выявлено 3 рудопроявления и 14 пунктов минерализации меди, большая часть которых представляет собой старые медные рудники, известные с XVII–XVIII вв. Все они имеют незначительные размеры и характеризуются низкими содержаниями меди. По условиям образования и локализации проявления и пункты минерализации меди отнесены к двум рудным формациям:

– Медноколчеданная формация (3 проявления и 7 пунктов минерализации). В сланцах заонежской свиты линзообразные и гнездовые обособления кобальтосодержащего пирита, оруденение не равномерно, пирит развивается по сланцеватости, кроме того присутствуют самородная медь и малахит. Содержания меди колеблются от 0,02 %, редко – до 5,2 % (*Медные Ямы* (П-2-11)). В рудах отмечается повышенное содержание кобальта, никеля, серы.

– Медно-кварц-сульфидная формация (7 пунктов минерализации). Рудные тела представлены кварцевыми, кварц-карбонатными, кварц-альбитовыми жилами и прожилками, содержащими пирит, халькопирит. Мощность жил составляет от 1–5 см до 8 м, протяженность – от 1 до 70 м. Содержания меди – 1 %. В рудах отмечается повышенное содержание цинка, кобальта, никеля, золота.

СВИНЕЦ

На площади работ известно 3 пункта минерализации свинца.

Пункт минерализации Великая Нива (П-1-18), относится к полиметаллически-колчеданной формации в породах заонежской свиты, представлен горизонтом сплошных колчеданных руд мощностью около 9 м тонкослоистой текстуры, залегающий параллельно слоистости и сланцеватости пород заонежской свиты. Содержание свинца – 0,03 %, меди – 0,03 %, молибдена –

0,08 %, никеля – 0,06 %.

Пункты минерализации оз. Керецкое (II-1-17) и оз. Федькино (II-2-7) относятся к свинцово-цинковой жильной формации и локализованные в карбонатных и кварц-карбонатных жилах среди пород заонежской свиты. Мощность жил – от 1 см до 1 м.

Рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, галенитом и сфалеритом. Содержания металлов составляют: свинца – от 0,03 до 0,15 %; меди – от 0,01 до 2 %; цинка – до 1 %; никеля – до 0,2 %; кобальта – 0,01–0,24 %; серебра – от 4,3 до 20 г/т.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ПЛАТИНА

Синклинорные структуры между зон СРД вмещают платинометалльное стратиформное оруденение, выявленное при проведении работ по оценке перспектив промышленной платиноносности углеродистых формаций Прионежского района [105]. Пространственно рудные объекты тяготеют к ядерным частям и крыльям синклиналей, сложенных углеродистыми сульфидсодержащими карбонатно-сланцевыми отложениями средней подсвиты заонежской свиты.

В пределах территории листа Р-36-ХVIII размещаются 3 слабо изученных проявления этого формационного типа.

Пургинское проявление (II-1-19) представлено сульфидсодержащими углеродсодержащими алевролитами и пелитами с прослоями доломитов. Содержание платины – 1–2,5 г/т, золота – 2,1 г/т, серебра – 100 г/т, меди – 0,2 %, урана – 0,02 %.

На проявлении Поля (III-1-2) на глубине 56–58 м мощность пластов сульфидных скоплений – от 8 до 12 м. Содержание платины – 0,18–2,5 г/т, золота – 1,1 г/т, серебра – до 8,6 г/т, урана – 0,01 %.

На Толвуйском проявлении (II-2-6) на глубине 120–210 м мощность пластов сульфидных скоплений – от 7 до 15 м. Содержание платины – 0,45 г/т, золота – до 3,5 г/т, серебра – до 6,5 г/т, меди – 1 %, урана – 0,02 %.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Основные запасы урана сосредоточены в комплексных уран-ванадиевых месторождениях и проявлениях, описанных в подразделе «Ванадий».

Аномалии урановой природы, которые фиксируются в почве по данным аэрогамма-спектрометрической съемки, связаны с ураносодержащими породами, характеризующимися небольшой глубиной залегания (до 100 м): углеродистыми сланцами, песчаниками и алевролитами заонежской свиты и приповерхностными гранитами и гнейсами водлинского и рагнозерского комплексов в зоне Пудожгорского разлома.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ПИРИТ

На территории листа известно одно серноколчеданное проявление – *Шабалино (обн. 137) (I-1-1)*, относящееся к полиметаллически-колчеданной формации в углеродистых сланцах [99]. Проявление расположено на западном берегу озера Путкозеро. Тело пластообразной формы северо-западного простирания, залегание – пологое, длина тела – до 100 м. Пирит образует прожилки мощностью до 1,5 см и гнезда неправильной формы по сланцеватости заонежской свиты. Содержание серы – 20,25 %.

БАРИТ

Баритовая минерализация не типична для территории листа. Единственное рудопроявление – *Южный Олений остров (IV-2-2)* – находится на одноименном острове в Онежском озере. В конце XIX и начале XX века рудопроявление разрабатывалось. Баритовые жилы и гнезда ба-

рита локализованы в доломитизированных известняках туломозерской свиты. Барит образует жилы мощностью 20–50 см и гнезда 30–50 см в поперечнике. Содержание барита – 2–5 %. Главное жильное тело выработано. Оставшиеся запасы небольшие (около 70 тыс. т.); добыча барита затруднена из-за высокой обводненности выработок. В связи с этим рудопроявление не представляет промышленного интереса.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

АСБЕСТ

На площади листа известны 7 проявлений, относящихся к амфибол-асбестовому апокарбонатному формационному типу.

Амфиболовая минерализация ранее была выявлена в шести скважинах из 12 [94] на Челмужской площади. В ходе работ ГДП-200 листа Р-36-ХVIII скважиной 4 также был вскрыт интервал содержащий асбест.

По минеральному типу амфиболовый асбест относится к подгруппе щелочных амфибол-асбестов, к минеральной группе магнезиального рибекит-(рихтерит-, крокидолит-, кроссит-)асбеста. Асбестовая минерализация приурочена к карбонатно-терригенным и терригенно-карбонатным красноцветным породам туломозерской свиты, распространяясь практически на всю площадь развития этих пород: крайние скважины, вскрывающие проявления асбеста (скв. 2, 14), находятся друг от друга в 12 км вкост простирания пород. Сравнение проявлений магнезиорибекит-асбеста Повенецкой группы и Челмужской площади путем просмотра шлифов по ряду пересечений показало их идентичность. Магнезиорибекит-асбестовая минерализация рассматривается в качестве продукта щелочного метасоматоза, связанного с конечной фазой натровой стадии.

В перечисленных выше скважинах асбест присутствует в виде небольших гнезд и скоплений в массе породы, но в преобладающем большинстве образует совместные с карбонатом прожилки и самостоятельные зонки прожилкования, мощность которых достигает 10 мм и более (скв. 10 и др.). Содержание асбеста в них составляет от 5 до 30–50 %. Размер гнезд и скоплений магнезиорибекит-асбеста, обычно в ассоциации с карбонатом (20–80 %), составляет 1–5 мм. В жилках и зонках прожилкования асбест образует пучки, состоящие из параллельных, изредка слабо спутанных волокон, длина которых колеблется от 0,5–1 до 20 мм; ориентировка пучков (и волокон в них) параллельная или субпараллельная простиранию прожилков. Отдельные пучки часто имеют причудливые формы, что обуславливает узловато-ветвящийся текстурный рисунок зонк асбестовой минерализации. Микроскопически магнезиорибекит-асбест коричнево-буроватый с аномально низкими цветами интерференции, микроволокнистый [95]. В натриевую стадию метасоматоза совместно с альбитом и самостоятельно образовался магнезиорибекит. Его содержание в породах составляет от единичных зерен до 10–20 %. Макроскопически он представляет собой белые тонковолокнистые агрегаты, как правило, в ассоциации с белым карбонатом, выполняющие прожилки, гнезда сложной формы и каверны различного размера (обычно мелкие – 0,5–3 мм). Асбестовая минерализация наблюдается в толщах неоднородного состава, где наблюдается частое, местами – тонкое, переслаивание алевролитов, доломитов и сланцев, на участках развития доломитов с алевро-песчанистыми примесями и частыми слойками сланцев, но чаще – в алевролитовых слоях. Породы, как правило, пестрые, красноцветной окраски с волнистой слоистостью и полосчатостью. Залегание пород от субгоризонтального до пологоскладчатого. Содержание асбеста неравномерное в различных слойках и интервалах, в целом – от 0–5 до 10–20 % объема породы [95].

Как уже отмечалось выше, проявления магнезиорибекит-асбеста Челмужской площади идентичны проявлениям Повенецкого узла (проявления Саппеницкое, Краснополянское, Повенецкое). Полученного кернового материала недостаточно для технологической оценки этих проявлений. При этом установленные параметры минерализации и широкий площадной размах ее развития указывает на возможность выявления промышленного месторождения асбеста [95].

ТАЛЬК

Проявление маложелезистого талька, относящегося к тальковой апокарбонатной формации, выявлено в породах туломозерской свиты, вскрытых *скважинами 53 и 53А* (Ш-4-3) в 500 м к западу от пос. Пудожгорский [50]. Породы представлены переслаиванием доломитов, карбонатно-глинистых сланцев, песчаников, внутрiformационных конгломератов. В нижней части вскрытого разреза залегают гравелиты, песчаники, верхняя часть существенно доломитовая.

Оруденение приурочено к пологопадающей (угол 25–30°) зоне гидротермальной переработки карбонатно-глинистых сланцев и доломитов мощностью 11,1 м в интервале 12,3–23,4 м (скв. 53) и 7,3 м в интервале 13,7–21,0 м (скв. 53А), которая сопряжена с зоной брекчирования пород [50]. Таким образом, зона оталькования карбонатных пород имеет четкий тектонический и литологический контроль. По своему структурному положению она расположена со стороны висячего блока силла габбро-диабазов. Оталькованию подвержены брекчированные доломиты, карбонатно-глинистые сланцы и гравелиты с карбонатным цементом. При отальковании карбонатных пород образуется два типа руд.

Первый тип представлен талькитами светло-кремового цвета с содержанием талька по микроскопическому определению от 72 до 98 % (шлиф 53/15,4, 53/16,6), которые имеют следующий химический состав (вес. %): SiO₂ – 33,6; TiO₂ – 0,32; Al₂O₃ – 9,7; Fe₂O₃ – 16,2; H₂O – 0,66; P₂O₅ – 0,05 (проба 53/12,3). Такие талькиты образуются как по доломитам (инт. 12,3–12,4 м), так и по карбонатно-глинистым сланцам (инт. 15,0–15,6 м; 17,1–17,4 м). Мощность рудных тел колеблется от 0,1 до 0,6 м, морфологически они представляют собой, скорее всего, линзы и прослои невыдержанные по простиранию и падению.

Второй тип оруденения представлен брекчированными карбонатно-тальковыми породами, образовавшимися при отальковании карбонатно-глинистых сланцев, доломитов, гравелитов. Тальк развивается по основной массе породы, а также образует миндалевидные вкрапленники овальной формы, неравномерно распределенные по породе. Содержание талька колеблется от 25 до 66 % при весьма неравномерном его распределении [50].

Макроскопически это осветленные, светло-сиреневые, грязно-белые, часто рассланцованные и брекчированные породы. Мощность карбонатно-тальковых пород колеблется от 0,1 до 2,4 м; среди них отличаются безрудные карбонатно-глинистые сланцы мощностью от 10–20 см до 0,6–1,5 м. Химический состав карбонатно-тальковых пород характеризуется низкой железистостью (Fe₂O₃ – 0,99–1,18 %) и, в целом, высокой магнизиальностью (MgO – до 26,9 %); очевидно, он отражает химический состав исходной породы. Химический анализ талькитов из пробы 53/12,3 показал, что тальк, образовавшийся за счет магнизиальных карбонатных пород, является маложелезистым и представляет собой высококачественное технологическое сырье, пригодное для использования в лакокрасочной, бумажной и целлюлозной промышленности.

К отрицательным факторам данного проявления относятся неравномерность оталькования пород, малая мощность существенно тальковых пород, наличие безрудных прослоев. При средней мощности зоны оталькования 9,0 м, предполагаемой протяженностью 3,5 км, шириной не менее 400 м и плотностью оталькованных пород 2,42 г/см³, прогнозные ресурсы оталькованных пород категории P₃ составят: P₃=3 500×9,0×400×2,42=30,5 млн т [50].

ШУНГИТ

Шунгитовая в сланцах и алевролитах формация является одной из ведущих в промышленном отношении. Все выявленные объекты этой формации располагаются в пределах центральной части Онежского прогиба, на площадях развития образований заонежской свиты людиковия. К ним относятся *месторождение Зажогинское* (II-2-3, 5) и 5 проявлений (табл. 6). Месторождение шунгитов отличается большими запасами. Запасы одной только Максовской залежи обеспечат потребности промышленности на 30 лет. Месторождения отличаются благоприятными горнотехническими условиями, позволяющими вести разработку карьерным способом.

Таблица 6

Перечень месторождений и проявлений шунгитовых пород

Название месторождения	Содержание лимитируемых компонентов, макс./ср., %					Запасы высокоуглеродистых шунгитовых, тыс. т			Степень промышленного освоения	Литература
	Св. (п.п.п.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	S	В+С ₁	С ₂	Заб.		
Зажогинское, Максовская залежь (II-2-3)	44,0 30,99	65,0 52,34	6,0 4,21	0,5 0,07	2,5 1,61	29797,3		3610,0	Разработка	Михайлов, 1985
Зажогинское, уч. Зажогинский (II-2-5)	39,98 26,17	78,5 60,13	7,76 3,81	0,08 0,02	2,22 1,04	1567,7	3462,7		Разработка	Михайлов, 2000
Фоймогуба (II-1-13)	(63,7)	66,15	12,37							Купряков, 1974
Великогубское (III-1-12)	36,26 34,08	41,27 37,85	10,35 9,53	0,01						Подкопаев, 1970; Купряков, 1980

Название месторождения и № объекта на карте	Содержание лимитируемых компонентов, макс./ср., %					Запасы высокоуглеродистых шунгитовых, тыс. т			Степень промышленного освоения	Литература
	Св. (п.п.п.)	SiO ₂	Al ₂ O ₃	P	S	В+С ₁	С ₂	Заб.		
Керацкое (III-1-1, 4)	41,26			0,19						Подкопаев, 1970; Купряков, 1980
Крохино (Медные Ямы) (II-2-12)	36,89 28,82	48,4 44,52	10,55	0,04						Подкопаев, 1970; Купряков, 1980
Яндомозерское (III-1-9)	36,6 34,13	48,9 46,85	5,75 5,08	0,05						Подкопаев, 1970; Купряков, 1980

Юго-Восточная (Максовская) залежь *месторождения Зажогинское* (II-2-3) шунгитовых пород расположена в 3 км на юго-юго-восток от пос. Толвуя. Она представляет собой линзообразное тело протяженностью около 700 м, шириной около 500 м, мощность залежи в центре достигает 120 м, к периферии сокращается до полного выклинивания на юге, западе и севере; на востоке Юго-Восточная залежь смыкается с Калейской. Большая часть залежи подстилается карбонатизированными туфами, мощность которых растет с мощностью залежи, достигая участками 30 м. Рельеф подошвы залежи на туфах пологоволнистый. Северная, приосевая, часть залежи подстилается карбонатно-биотитовыми метасоматитами и окремненными туфами, образующими купол диаметром 160 м и высотой 80 м с углами склонов 30–60°. Кровля залежи в ее центральной части эродирована, к контуру она погружается под углом 20–40°, над куполом метасоматитов – до 70°. Перекрывается залежь некондиционными низкоуглеродистыми шунгитовыми породами, туфами, метадиабазами. Максимальная мощность вскрышных пород – около 100 м. В приподошвенной части залежи встречаются единичные прослои карбонатизированных туфов, над куполом метасоматитов в шунгитовых породах встречаются линзы окремненных туфов и лидитов. В центральной части залежь прорывается дайкой метадиабазов. Текстура шунгитовых пород брекчиевая или массивная, на периферии залежи встречаются слоистые шунгитовые породы; однако их доля в объеме залежи ничтожна. Интенсивность брекчирования возрастает к кровле залежи, а в плане – к ее центру. Основными минералами шунгитовых пород являются кварц (25–65 %) и шунгит (21–45 %), второстепенными – серицит, хлорит, пирит и иногда карбонат [84].

Зажогинская залежь шунгитовых пород *месторождения Зажогинское* (II-2-5) расположена в 1,5 км юго-западнее Юго-Восточной (Максовской) залежи и также приурочена к VI горизонту шунгитовых пород. Зажогинская залежь значительно меньше Юго-Восточной и более эродирована. В целом, обе залежи весьма сходны по геологическому строению. Шунгитовые породы Зажогинской залежи кольцом охватывают куполовидную структуру, сложенную окремненными туфами и метасоматитами. Длинная ось кольца – около 500 м, короткая – около 300 м, центр кольца смещен к юго-востоку, диаметр безрудного внутреннего окна – 40×60 м. Мощность залежи достигает 59 м. Подстилающими и перекрывающими породами являются некондиционные шунгитовые породы. В центральной части залежи установлены жилы метадиабазов мощностью 10–70 см. В верхней части залежи структура шунгитовых пород брекчиевая, в нижней – массивная. Слоистые шунгитовые породы встречаются только по периферии залежи. Состав минералов, образующих шунгитовые породы Зажогинской и Юго-Восточной залежей, идентичен, однако, в шунгитовых породах Зажогинской залежи больше кварца и меньше пирита, в связи с чем, залежи заметно различаются по содержанию свободного углерода, кремнезема, глинозема и серы [84].

Всего на месторождении, к настоящему времени, выявлено и в разной степени изучено 25 залежей, содержащих от 0,2 до 58,0 млн т высокоуглеродистых шунгитовых пород. Запасы высокоуглеродистых шунгитовых пород Зажогинского месторождения подсчитаны в количестве 154 002,7 млн т, в том числе промышленные (кат. В+С₁) – 31 365,0 млн т, прогнозные ресурсы высокоуглеродистых шунгитовых пород на месторождении (кат. Р₁+Р₂) оцениваются в 168 500 млн т.

Значительные прогнозные ресурсы высокоуглеродистых шунгитовых пород (197 000 тыс. т) выявлены на *проявлении Фоймогуба* (II-1-13), занимающем площадь около 40 км² в центральной части Заонежского полуострова. На участке широко проявлена разрывная тектоника, большая часть участка перекрыта рыхлыми отложениями значительной мощности – все это невыгодно отличает его от Зажогинского месторождения шунгитовых пород [69].

Прогнозные ресурсы высокоуглеродистых шунгитовых пород на площади около 150 км²,

расположенной между селами Великая Губа и Великая Нива, озерами Керацкое и Яндомозеро (Яндомозерский участок) и включающей в себя *Великогубское* (Ш-1-12), *Яндомозерское* (Ш-1-9), *Керацкое* (Ш-1-1, 4) проявления и проявление *Крохино (Медные Ямы)* (П-2-12) оцениваются по категории Р₂ в 200 млн т [71].

Шунгиты, благодаря своим уникальным свойствам, находят широкое применение в промышленности. Шунгиты-II используются как пигмент для клеевых известково-цементных и силикатных масляных красок на основе кремнеорганических соединений. Шунгиты-III используются как комплексное сырье при выплавке кремнистого чугуна, алюминия, желтого фосфора, медно-никелевых сплавов, для обеднения конверторных шлаков, для изготовления строительных материалов. Шунгит используется в изготовлении экранирующих стеновых материалов. Разработана технология использования шунгита в литейном производстве как заменителя графита; подвергаются испытаниям образцы полимерных материалов с шунгитовым наполнителем, повышающим их прочность и эластичность, и др.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

АЛМАЗ

Потенциальная алмазоносность площади обусловлена геолого-тектонической позицией Онежской структуры, характеризующейся расположением протоплатформенной впадины в тектонически напряженной зоне сочленения Балтийского кристаллического щита и Русской платформы, что нашло отражение в крупных широтных флексурных перегибах, наличии глубинных разломов, трубок взрыва, широком развитии основного, ультраосновного и щелочно-ультраосновного магматизма. Все это определяет специфику территории как потенциально перспективной алмазоносной провинции.

Формация алмазоносных кимберлитов представлена *Кимозерским проявлением* (П-1-14), которое было выявлено при общих поисках алмазов, проводимых австралийской компанией Эштон майнинг Лимитед на территории Республики Карелия в 1992 г. Кимозерское проявление расположено в центральной части Заонежского полуострова к югу от перешейка озер Кимозеро и Большое Хмельозеро. Кимозерское кимберлитовое тело локализуется на южном фланге крупной пластовой интрузии долеритов людиковия (1,92–2,1 млрд лет), протягивающийся на 25 км в юго-восточном–северо-западном направлении при ширине 5–6 км. В современном эрозионном срезе выход кимберлитов имеет форму овала с размерами по длинной оси, ориентированной в направлении вытянутости долеритовой интрузии, 2 км, а по короткой оси, в наиболее широкой части – 800 м. Вместе с долеритами кимберлиты участвуют в строении своеобразной брахиантиклинальной структуры, в ядре которой выступают долериты, а крылья сложены кимберлитами, имеющими морфологию пологой залежи, средней мощностью, в западной части структуры, около 20 м и в восточной части – около 40 м. Вдоль осевой части структуры, в пределах долеритовой части и по его обрамлению, устанавливаются субизометричные и овальные по форме кимберлитовые подводящие тела, представляющие собой, по-видимому, каналы-трубки размером от 10–15 до 100 м в поперечнике. Интрузивная фаза кимберлитов представлена маломощными (0,2 м в обнажениях и до 1 м в скважинах) дайками. Породы, слагающие пологую залежь, обладают всеми признаками, свидетельствующими о принадлежности к кратерным отложениям. Для них характерны обломочные текстуры, примесь ксеногенного материала, размерная сортировка, а также косослоистые текстуры. В составе залежи, несмотря на ее незначительную мощность, визуально различаются, по крайней мере, четыре разновидности пород, которые, однако при петрографическом изучении оказались сходными по минеральному составу и структурам, отличаясь в основном по величине зернистости и количественному соотношению породообразующих минералов. На западном крыле и южном фланге Кимозерской структуры выделяющиеся породные разновидности кимберлитов залегают, подчиняясь довольно выдержанной стратификации, теряющей, однако, свою определенность на большей части восточного крыла. Внешний горизонт, он же, вероятно, верхний по разрезу, сложен буровато-черной тремолит-карбонатной породой с переменным количеством шунгита, ассимилированного из прорванных пород. Его ориентировочная мощность – 15–20 м. Ближе к центру структуры и ниже по разрезу залегает горизонт массивной серой серпентин-карбонатной брекчиевой породы мощностью от 2 до 10 м. Внутренний горизонт представлен зеленоватой мелкозернистой серпентин-тремолитовой породой, насыщенной магнетитом как в виде рассеянной пылевидной вкрапленности, так и в виде агрегатов различной формы размером до 1–4 см; мощность горизонта составляет от 10 до 20 м. Четвертое подразделение, картирующееся между «магнитным» горизонтом и долеритами, отличается отсутствием заметной стратификации и, в

наибольшей из всех разновидностей степени, характеризуется кимберлитовым обликом, представляя собой туффзитовую брекчию со структурой, варьирующейся от мелко- до крупно-брекчиевой. Мощность брекчий колеблется от 5 до 25 м [113].

По минеральному составу кимберлиты разделяются на флогопитовые и бесслюдяные с единичными индивидами флогопита. В обеих выделенных разновидностях вкрапленники представлены оливином и флогопитом. Оливин полностью замещен розетковидным антигоритом и/или карбонатом, иногда с примесью талька. Таблитчатый флогопит (до 60 об. %) размером до первых миллиметров почти нацело хлоритизирован. Цемент выполнен серпентином, хлоритом, карбонатом и рудными минералами; отмечается присутствие апатита. В породах широко проявлена амфиболитизация (тремолит, актинолит), которая интенсивно развивается на контактах с долеритами, и карбонатизация. Наложенные процессы часто полностью маскируют первичный облик кимберлитов. Количество ксеногенного материала невелико. Он представлен осадочными породами (аргиллиты, алевролиты, шунгитовые сланцы, доломиты) и долеритами. Структура пород, в основном, порфировая, обусловленная крупными включениями оливина и флогопита; текстура массивная, брекчиевая или пятнистая. Кимберлиты жерловой фации, слагающие подводящие каналы, по минеральному составу и структурам принципиально не отличаются от кимберлитов пологой залежи. Всего было выявлено восемь трубок: шесть мелких и две относительно крупных в южной части долеритового «ядра» [113]. Минералы-индикаторы кимберлитов представлены, главным образом, хромшпинелидом и ильменитом, в незначительных количествах присутствуют хромдиопсид, пироп и алмаз. Содержания хромшпинелидов и ильменитов в тяжелой фракции примерно равны и варьируют от 0,5 до 40 вес. %. Зерна хромшпинелидов размером 0,05–3,0 мм в своем большинстве кимберлитовые и характеризуются умеренными содержаниями Cr_2O_3 и MgO, но присутствуют также и хромиты алмазной ассоциации. Было выявлено 97 алмазов размером от 0,15 до 1,5 мм. Вес отдельных зерен не определялся в связи с преобладанием микроалмазов. Только два зерна превышали потенциально экономический размер 0,85 мм. Сравнение размеров микроалмазов с другими кимберлитами указывает на вероятный уровень содержаний в 1–2 карат/100 т; одна проба, содержащая 42 зерна, в том числе два наиболее крупных, свидетельствует о вероятности наличия более высоких локальных содержаний [113].

Объем алмазоносной руды по Кимозерскому телу оценивается примерно в 69 млн т для пологой залежи (площадь выхода – 852 000 м², средняя мощность – 30 м и принятый удельный вес – 2,7 г/см³) и 8 млн т для Центральной диагены (площадь выхода несколько менее 10 000 м², глубина – 300 м, удельный вес – 2,7 г/см³). Апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 40 млн карат.

АМЕТИСТ

Рудопоявление Волкостровское (IV-1-1) расположено на острове Волкостров в Онежском озере. Аметистовая минерализация, относящаяся к аметистовой друзовой в кварцевых жилах формации, приурочена к зоне тектонического разлома северо-западного простирания, секущей породы заонежской свиты. Вмещающие породы относятся к углеродистой сланцево-карбонатно-толеит-базальтовой формации (заонежская свита людиковийского надгоризонта). Проявлено интенсивное брекчирование пород [99].

ЛИДИТ

На *Тетюгинском месторождении* лидита (II-2-2), расположенном в 2 км южнее пос. Толвуя, выделены и оконтурены 4 продуктивных тела, представляющие собой фрагменты единого пологозалегающего пласта, который на современном эрозионном срезе расчленен на блоки неправильной формы. Мощность пласта в пределах месторождения варьирует от 0,4–0,5 до 4 м. Лидиты представляют собой плотные непрозрачные породы черного цвета с раковистым изломом, полосчатой, брекчиевидной и глобулярной текстуры. Содержание в лидитах кварца и халцедона колеблется в пределах 88–97 %, шунгитового вещества – 3–7 %. В качестве поделочного камня используется сортовой лидит, минимальные размеры блоков которого должны быть не менее 40×40×30 мм. Лидиты используются также в качестве технического (пробирного) камня, требования к которому значительно более жесткие [24].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

КИСЛЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ (ГРАНИТ)

На площади работ находятся два месторождения гранитов: *Сиверское* (III-4-15), *Орвогубское* (IV-3-2) и 5 проявлений. Запасы Орвогубского месторождения по кат. А+В+С₁ составляют 10 592,0 тыс. м³, Сиверского по кат. С₂ – 21 450 тыс. м³. Оба месторождения утратили промышленное значение.

В процессе геолого-экономической оценки *Пудожгорского месторождения* комплексных благороднометалльно-титаномагнетитовых руд установлена возможность получения из вскрышных пород высокопрочного щебня, который по своим физико-механическим и санитарно-гигиеническим свойствам пригоден для использования в основных видах жилищного, промышленного и дорожного строительства. Подсчитаны и утверждены в ТКЗ запасы *Пудожгорского месторождения* строительного камня (III-4-11) в количестве: кат. С₁ – 40,4 млн м³, С₂ – 161,9 млн м³ [110].

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

МРАМОРЫ

В пределах территории расположено одно проявление мраморов – *Кузарандское* (II-3-4). Проявление приурочено к образованиям туломозерской свиты ятулийского надгоризонта. Цветные доломитовые мраморы скрыты наносами четвертичных отложений. Коэффициент вскрыши – 0,3, мощность пачки доломитизированных мраморов составляет 130 м. Падение моноклиналиное на юго-запад под углом 10–35°. Наиболее широко распространены полосчатые разновидности цветного камня розового, розовато-серого и серого цвета. Отмечаются прослойки мелкозернистого мрамора фарфоровидного облика. Характерно окварцевание. Запасы составляют 30,186 тыс. т. Блок подсчета запасов оконтурен тремя канавами с рассечками общим объемом 1 621,6 м³, из которых отобраны монолитные блоки. Пройдено два опробовательских карьера общим объемом 103 м³ с целью определения выхода блочного камня. Объем блоков поделочного камня варьирует от 0,008 до 0,06 м³, в среднем составляя 0,03 м³. Запасы приняты комиссией по запасам ГП «Северкварцсамоцветы». Проявление перспективно как источник поделочного и облицовочного сырья.

ДОЛОМИТ

На территории листа известны два месторождения доломитов: *Кузарандовское* (II-3-2) и *Оленеостровское* (IV-2-1) и два проявления: *Пудога* (III-4-2) и *Пяльменское* (II-4-1), которые приурочены к породам туломозерской свиты. Доломиты могут использоваться в металлургической промышленности в качестве огнеупора. Доломит Кузарандовского месторождения по химическому составу удовлетворяет требованиям ГОСТ 5331-63 для производства строительной извести и ГОСТ 9179-59 для производства гидравлической извести.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На территории листа выделено три малых *месторождения* и одно *проявление* глинистого сырья, пригодного для кирпичного производства их перечень приведен в таблице 7 [47, 49, 99].

Таблица 7

Перечень месторождений и проявлений глин

Название объекта и № на карте	Содержание, %		Запасы глин, тыс. м ³		Прогнозные ресурсы кат. Р ₁ +Р ₂ , тыс. м ³
	SiO ₂ (макс./ср.)	Al ₂ O ₃ (макс./ср.)	А+В+С ₁	С ₂	
Нярское м-ние (II-4-4)	62,4	16,69/14,96	77		
Великогубское м-ние (III-1-20)			58	118	
Шурово м-ние (III-4-16)			119		
Падмозерское-глина пр. (II-1-23)					4200

Объекты приурочены к ледниково-озерным осадкам ошашковского горизонта и к озерным голоценовым образованиям, представленным глинами и глинами ленточными. Глины иногда перекрыты маломощным слоем торфа; мощность продуктивной толщи в среднем составляет 4–5 м.

Перспективы выявления новых площадей со значительными запасами глинистого сырья на территории листа невелики. Прирост запасов этого полезного ископаемого может быть, видимо, обеспечен в результате доразведки уже известных месторождений и проявлений.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ И ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНЫЙ МАТЕРИАЛ

На площади работ большая доля приходится на разведанные месторождения песков и песчано-гравийного материала. Наиболее крупными по разведанным запасам являются *месторождения Немино (I-3-6), Щучье (III-4-19), Салостровское (I-2-4), Туба (III-4-18), Пяльма (II-4-3), 69 км (I-3-7)* и другие (табл. 8).

Таблица 8

Перечень месторождений и проявлений песка и ПГМ

Вид, название и № объекта на карте	Полезное ископаемое	Запасы песков и ПГМ, тыс. т		Прогнозные ресурсы кат. P ₁ +P ₂ , тыс. м ³
		A+B+C ₁	C ₂	
Возрицы месторождение (I-2-2)	ПГМ	595 тыс. м ³		
Немино месторождение (I-3-6)	песок	1111,0	366,0	
Салостровское месторождение (I-2-4)	ПГМ	483,0		
69 км месторождение (I-3-7)	ПГМ	162,0	40,0	
Туба месторождение (III-4-18)	ПГМ	463,0		
Щучье месторождение (III-4-19)	ПГМ	291,0		
Пяльма месторождение (II-4-3)	ПГМ	110,2		
Филиппа месторождение (II-4-2)	ПГМ	5,4	10,4	
Великогубское-песок проявление (III-1-21)	песок		15,0	
Челмужская коса проявление (I-2-3)	песок			8100
Типиницкое проявление (III-2-4)	ПГМ			5000
Остров Хед проявление (II-3-5)	песок			3900
Гязинское проявление (II-1-22)	ПГМ			3500
Остров Иванцев проявление (II-3-6)	песок			1200
Климское проявление (I-2-5)	ПГМ			500

Месторождения песчано-гравийно-галечного материала связаны с широко распространенными на территории листа ледниковыми и, в меньшей степени, водно-ледниковыми отложениями. Повышенное содержание в песчаном материале крупнообломочных включений наблюдается в озах, сложенных флювиогляциальными образованиями и на участках развития ледниковых отложений, слагающих холмисто-грядовые образования, примыкающие к выходам дочетвертичных пород. На описываемой территории расположены 8 малых месторождений и 7 проявлений песка и ПГМ [87, 97].

Перспективные площади строительного песка располагаются, в основном, в зонах распространения голоценовых озерных отложений и характеризуются довольно значительными запасами. Необходимо также отметить, что донные залежи хорошо сортированных песков в котловине Онежского озера (в том числе и вблизи береговой линии), по-видимому, практически исчерпаемы.

Потенциальные запасы песчано-гравийного материала территории значительны. В состав перспективных площадей входят участки с маломощным покровом ледниковых отложений, моренные образования, причлняющиеся к выходам коренных пород, и комплексы водно-ледниковых форм.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС

При бурении картировочной *скважины 55 (III-4-4)* на северной окраине пос. Пудожгорский

впервые в Карелии выявлено проявление гипса (Ганин, 1989ф). Проявление вскрыто на глубине 112,1–123,4 м и образует относительно пологопадающее (угол 40°) линзообразное тело, vyplняющее тектоническую полость в габбродолеритах. Видимая мощность гипса – 11,3 м, истинная – 8,6 м, контакты разбурены. Долериты лежачего бока интенсивно трещиноваты и брекчированы. Гипс различных оттенков – от чисто-белого (инт. 118,7–121,2 м) до розовато-белого и розовато-вишневого; последний слагает подошвенную часть линзы (121,2–123,4 м). Часто наблюдается полосчатая текстура, обусловленная чередованием маломощных слоев (0,2–1 см) окрашенных в различные тона. Гипс тонкоигольчатый, пластинчатый, реже наблюдается прослой мелкозернистого и волокнистого гипса [50]. В интервале 113,5–118,2 м гипс цементирует остроугольные обломки тальк-хлоритового состава, образовавшиеся за счет долеритов. Размер обломков – от 1 мм до 3×4 см, содержание их – от 40 до 60 %, т. е. это типичная брекчия с гипсовым цементом. Гипс встречается и во вмещающих долеритах в виде мелких линз (до 0,5 см) [50]. Химический анализ состава гипса, проведенный по двум пробам, показал следующее содержание окислов (табл. 9). В качестве примесей в гипсе в незначительных количествах (не более 0,5–1 %) встречается розовый турмалин, пирит. Розовый турмалин образует кристаллы шестоватой формы размером до 15 мм, но чаще – округлые зерна размером от долей мм до 1 мм с единичными гранями на их поверхности. Цвет турмалина от светло-розового до медово-коричневого. Наибольшее количество турмалина встречается в гипсе темных оттенков и в брекчии. Пирит распределен более равномерно и образует мелкие (до 1 мм) зерна округлой формы или образует остроугольные обломки [50]. Практической ценности данное проявление не имеет. Однако его генетическое происхождение, источник привноса значительного количества серы требуют дальнейшего изучения.

Таблица 9

Химический анализ состава гипса

№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	K ₂ O	Na ₂ O	п.п.п.	SO ₃ (сульф.)
55/118,2	5,24	0,05	0,40	0,41	0,12	29,12	2,51	0,05	0,03	0,17	22,66	39,36
55/121,2	1,35	0,04	0,23	0,20	0,12	31,08	1,21	0,05	0,03	0,12	22,66	43,57

ГЛИНЫ КРАСОЧНЫЕ И ДРУГИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ КРАСКИ

Минеральные краски на территории листа представлены малым *месторождением Ново-Поселковское* (II-4-5), которое расположено в 5 км к северу от села Римское. Рыхлая болотная железная руда (земляная краска) желтого, желтовато-красного, коричневого цветов, комковатая, маслянистая на ощупь, влажная, состоит из гидратных соединений железа – лимонита, лимонита, гематита. Содержание пигмента в красящем сырье в среднем составляет 28,0 %, максимум – 67,0 %. Запасы красящего сырья подсчитаны по кат. А+В+С₁ и составляют 7,3 тыс. т [87]. Красящее сырье месторождения может быть использовано для производства малярных красок.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Анализ пространственного размещения выявленных на площади листа Р-36-ХVIII полезных ископаемых, условий их локализации, а также установленных поисковых критериев и признаков различных типов оруденения позволил выполнить минерагеническое районирование территории и определить степень ее перспективности на рудные и нерудные полезные ископаемые.

Согласно легенде Карельской серии листов Госгеолкарты-200/2 территория листа Р-36-ХVIII входит в состав **Карельской минерагенической субпровинции** Балтийского щита. На карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения выделены одна минерагеническая область, 3 рудных района, а также 4 рудных и потенциально рудных узлов и 2 рудных поля. При выделении минерагенических таксонов учтены все главные факторы рудоносности. Количество рудных объектов отражает интенсивность процессов рудообразования.

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА

На территории листа Р-36-ХVIII основные процессы рудообразования происходили во время раннепротерозойской минерагенической эпохи.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов.

В ранний *сумийско-сариолийский этап* (2,5–2,4 млрд лет) заложились сумийско-сариолийский приразломный прогиб, развитие которого сопровождалось внедрением Бураковского расчлененного интрузива основного–ультраосновного состава. Его металлогеническая специализация – хромовая, железо-титан-ванадиевая, медно-никелевая, золото-платинометалльная. Разведано месторождение хрома (Аганозерское месторождение) на смежном с востока листе.

Атулийский этап (2,3–2,1 млрд лет). К карбонатизированным аргиллитам и алевролитам туломозерской свиты приурочена асбестовая минерализация. В Онежской структуре на территории листа выявлены 7 проявлений асбестовой минерализации. Асбест образует прожилки, жилки, гнезда, линзы и мономинеральные агрегаты крайне не выдержанные по размерам: в длину до 10 см при мощности от 0,5–1 до 5–10 см, редко – более. Асбестоносные породы обладают высокими сорбционными свойствами и могут с успехом использоваться в этом качестве.

В *свекофенский период* (1,9–1,75 млрд лет) наблюдается, помимо изменения условий осадконакопления и эндогенных процессов, перестройка структурного плана территории. Вследствие этого образуются новые специализированные геологические комплексы людиковия. Интрузии людиковийских прогибов представлены габбродолеритами, долеритами, специализированными на железо, титан, ванадий и ЭПГ. Породы людиковийского надгоризонта являются рудовмещающими и рудоконтролирующими для месторождений и проявлений ванадия, урана, а также нерудных полезных ископаемых – шунгитовых пород.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, данные о прогнозируемых объектах полезных ископаемых и их прогнозных ресурсах приведены в приложениях 3–5.

Практически вся площадь листа Р-36-ХVIII расположена в пределах **Онежской благороднометалльно-уран-ванадиевой минерагенической области** (1 V,U,Pt/PR₁), граница которой проходит на юго-востоке территории. Онежская область является одной из самых рудонасыщенных площадей Карельского мегаблока. В геологическом отношении минерагеническая об-

ласть полностью охватывает раннепротерозойскую Онежскую структуру, граница которой проходит по контакту терригенно-карбонатных пород с архейским фундаментом [64]. Площадь Онежской минерагенической области в пределах листа составляет 3 387 км². Онежская структура имеет сложное строение, выражающееся в чередовании широких синформ и узких сжатых антиформ общего северо-западного простирания, известных как зоны СРД. Зоны СРД осложнены продольными зонами разрывных нарушений преимущественно северо-восточного простирания. В пределах зон СРД отмечается интенсивное дробление пород, а также широкое развитие метасоматитов различного состава: альбититов, слюдисто-карбонатных и слюдитов [94, 95].

К настоящему времени в пределах Онежской минерагенической области на площади листа Р-36-ХVIII выявлено пять уран-благороднометалльно-ванадиевых месторождений (Средняя Падма, Весеннее, Верхняя Падма, Царевское, Космозерское) и группа рудопроявлений (Нулица, Яндомозерское и др.). Уран-благороднометалльно-ванадиевые месторождения размещаются в линейных антиклинальных структурах. Рудные тела приурочены к контакту углеродсодержащих терригенных отложений заонежской свиты людиковия с нижележащими карбонатными породами туломозерской свиты онежской серии ятулия (месторождения Средняя Падма, Верхняя Падма, Царевское) и с долеритами (месторождение Космозерское). Породы в пределах рудных полей альбитизированы, карбонатизированы и слюдизированы (биотит, флогопит, фенгит, роскоэлит).

Прогнозные ресурсы урана категории Р₃ по Онежской благороднометалльно-уран-ванадиевой области оставляют 10 тыс. т методом экспертных оценок (Протокол ВИМС от 02.12.2008 г.), в пределах листа Р-36-ХVIII прогнозные ресурсы урана категории Р₃ составляют 0,85 тыс. т.

В состав Онежской минерагенической области в качестве главного рудоносного таксона входит Падминский благороднометалльно-уран-ванадиевый рудный район.

Падминский благороднометалльно-уран-ванадиевый рудный район (1.1 V,U,Pt) выделен в центральной и западной части листа Р-36-ХVIII (в пределах листа S – 1 457 км²). Его граница проходит по Онежскому озеру, оконтуривая Заонежский полуостров, и определяется областью распространения людиковийских образований и наличием зон СРД с рудными метасоматитами, которые отсутствуют в северо-восточной части листа. В пределах рудного района наиболее широким развитием пользуется людиковийская углеродистая сланцево-карбонатно-толеит-базальтовая формация. Зоны разломов и локальные разрывные нарушения северо-западного простирания отвечают общекарельскому структурному плану [27] и относятся к свекофенским сдвиговым деформациям в пределах Карельского кратона. Со сдвиговыми деформациями связано образование зон рассланцевания, дробления и метасоматического замещения пород, к которым приурочены комплексные уран-благороднометалльно-ванадиевые месторождения [11, 12]. Зоны разломов северо-восточного простирания являются тектоническими зонами, активизировавшимися в позднем протерозое в период свекофенской активизации. Разрывные дислокации осложняют общую структуру Онежской мульды, придавая ей блоковое строение. К узлам пересечения тектонических зон северо-западного и северо-восточного направления приурочена максимальная метасоматическая переработка пород рудная минерализация [11, 12]. Рудные объекты Падминского рудного района относятся к уран-благороднометалльно-ванадиевой рудной формации в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах и локализованы шунгитсодержащих алевролитах зон дробления и метасоматоза. Рудные зоны вытянуты в северо-западном направлении на расстояние от нескольких сотен метров до 2,5 км, мощность – от 3 до 28 м. Руды уран-благороднометалльно-ванадиевой формации представляют собой слюдисто-альбит-доломитовые, слюдисто-кварц-карбонатные метасоматиты, обычно мелкозернистые. Руды вкрапленные, массивные и жильные. Ванадийсодержащие минералы представлены роскоэлитом, акмитом и карелианитом; урановая минерализация представлена настураном, уранинитом, коффинитом. Среднее содержание ванадия (V₂O₅) в месторождениях колеблется от 2,32 до 4,22 %, максимальное достигает 17,8 %. Среднее содержание урана составляет 0,043–0,128 %. Для руд данной формации, наряду с высокими содержаниями пентоксида ванадия и урана, характерны повышенные содержания меди, молибдена, золота и МПГ (платины и палладия). Медно-молибденовое оруденение присутствует в ванадиевых рудах либо образует самостоятельные рудные тела. Золото и элементы платиновой группы тесно связаны с сульфидной минерализацией, проявленной, обычно, на участках развития гидротермальных жил. Содержания золота – от 1 до 50–70 г/т. Среди элементов платиновой группы преобладает палладий, содержания которого варьируют от 0,4 до 20–35 г/т. Наиболее крупным объектом этого типа является месторождение Средняя Падма. Рудные зоны в его пределах имеют протяженность около 2,5 км при ширине 500–600 м, имеют многоярусное оруденение. Запасы, учтенные

Государственным балансом имеются для месторождения Средняя Падма, приведены в разделе «Полезные ископаемые».

Внутри Падминского РР в пределах листа Р-36-ХVIII локализуются *Падминское* (1.1.0.1 V,U,Pt) и *Космозерское* (1.1.0.2 V,U,Pt) *благороднометалльно-уран-ванадиевые рудные поля*. Положение границы Падминского РР ($S = 58 \text{ км}^2$) определяется областью распространения людиковийских образований с рудными метасоматитами в пределах Тамбицкой зоны СРД и объединяет месторождения Средняя Падма, Весеннее, Царевское и Верхняя Падма. Положение границы Космозерского РР ($S = 34 \text{ км}^2$) определяется областью распространения людиковийских образований с рудными метасоматитами в пределах Святухинско-Космозерской зоны СРД и объединяет месторождение Космозерское и 4 проявления. Запасы и прогнозные ресурсы руд ванадия, урана и других элементов оценивались по результатам работ ГПП «Невскгеология» (прил. 3). Для Средней Падмы по категориям (C_1+C_2) запасы $V_2O_5 = 107,65$ тыс. т. Для месторождений Средняя и Верхняя Падма, Космозеро проводилась оценка запасов золота ($C_2 = 0,12-0,73$ т). Одновременно для рудных залежей оценивались запасы ЭПГ (суммарно $\sim 3,89$ т), меди и молибдена. В рудах Средней Падмы наряду с Мо оценивался Re: запасы этого редкого элемента составляют 450 кг [88, 106]. Благородные металлы тяготеют к зонам прожилковых сульфо-селенидных руд в слюдитах в осевых частях метасоматических колонн. Среднее содержание Au в них составляет 0,16–0,33 г/т, максимальные концентрации достигают 20–70 г/т [88, 106]. По данным производственных отчетов содержание Pd достигало 20–400 г/т, Pt – 3–29 г/т, Ag – 40–174 г/т, распределение их неравномерное. При оконтуривании же более узких рудных тел, соответственно, средние концентрации благородных элементов повышаются. Возможность их разработки оценивается совместно с уран-ванадиевыми рудами.

В углеродистых карбонатно-сланцевых породах заонежской свиты выявлена стратиформная платиносодержащая минерализация платиноносной черносланцевой формации. Рудопроявления этого формационного типа локализованы в пологих синклинальных складках северо-западного простирания с размахом крыльев 20–30 км, разделенных крутопадающими зонами СРД, а также в зонах контакта с силлами габбродолеритов. Известно на площади листа 3 рудопроявления металлов платиновой группы. Наиболее крупным из них является Пургинское [105]. Пургинское проявление характеризуется прожилковым типом минерализации МПГ (более 1,5 г/т), которая тяготеет к контактам габбродолеритов с шунгитовыми пелитами, алевропелитами и доломитами. Большинство рудных подсечений залегает в пологих разрывах типа сложных надвигов, образующих «пакеты» мощностью от 3–5 до 20–25 м, и представлено брекчиями и катаклазитами с пирит-кварцевым, пирит-шунгит-карбонатным, шунгитовым цементом. Предполагается, что оруденение образует пологие прожилково-штокверковые залежи протяженностью не менее 50–70 м, не исключены и крутопадающие тела до глубины 100–150 и более метров. Содержание МПГ составляет 1–2,5 г/т на 1,1–1,8 м с максимальным 5,5 г/т на 1,6 м при Pt/Pd=2–5. Присутствуют также Au – 1–2,7 г/т, Ag – 15–100 г/т, Cu – до 3,2 %, Zn – 1,2 %, Ni – 0,5 %, V, Mo, Pb.

Общие запасы по Падминскому РР составляют: V (тыс. т) по кат. $C_1+C_2 = 332,5$; U (тыс. т) по кат. $C_1 = 1,533$; $C_2 = 9,553$; МПГ (т) по кат. $C_2 = 3,89$ (Коровкин, 1999ф).

На северо-востоке листа выделяется **Северо-Онежский тальк-асбестовый потенциальный минерагенический район** (1.2 asb,t) [37, 39, 64]. Северо-Онежский минерагенический район охватывает северо-восточный борт Онежской мульды, он занимает площадь 1 073 км² в пределах листа. На площади района развиты породы, относимые к ятулийской терригенно-карбонатной формации, прорванные силами габбродолеритовой формации. Перспективы Северо-Онежского района на асбест связаны с нижнепротерозойскими отложениями туломозерской свиты. В 52 км к северо-западу от рассматриваемой площади, в непосредственной близости от поселка Повенец, выявлено три проявления (Сапеницкое, Краснополянское, Посенецкое) и более 20 мелких проявлений магнезиального рибекит-асбеста, приуроченных к туломозерской свите [95]. Эти отложения прослеживаются и далее на юго-восток вдоль Повенецкого [64] и Заонежского заливов в пределах рассматриваемого листа, где также установлена асбестовая минерализация и выделен *Челмужский асбестовый прогнозируемый узел* (1.2.1 asb) площадью 149 км².

В геологическом строении Челмужского узла принимают участие отложения терригенно-осадочной формации ятулия (туломозерская свита). Они прорываются силлом диорит-габбродолеритовой формации позднекарельского возраста (койкарский комплекс). Фундаментом ятулийских образований, слагающих северо-восточный борт Онежского прогиба, служит Водлозерский блок раннеархейской стабилизации с возрастом более 3 млрд лет. В пределах всей Челмужской площади неравномерно проявлены гидротермально-метасоматические изменения, представленные продуктами калиевого, калинатрового, натрового и магнезиального метасома-

тоза. Эти участки по структурной позиции соответствуют Челмужской и Пажской зонам глубинных разломов. Породы туломозерской свиты слагают брахиантиклинальные складки, вытянутые в северо-западном направлении. Асбестовая минерализация отмечается в юго-западных крыльях и замковых частях брахиантиклиналий вблизи разрывных нарушений северо-западного направления. Специализированного изучения содержания и физических свойств асбеста не проводилось. Асбест присутствует в виде небольших гнезд и скоплений в породе, а также, в преобладающем большинстве, образует совместные с карбонатом прожилки и самостоятельные зонки прожилкования, мощность которых достигает 10 мм и более. Асбест в породе по визуальному определению составляет 30–50 % от объема породы при средней мощности интервала с асбестопроявлениями 36 м. Размер гнезд и скоплений асбеста, обычно в ассоциации с карбонатом (при его содержании 20–80 %) составляет 1–5 мм. В жилках и зонках прожилкования асбест образует пучки, состоящие из параллельных, изредка слабо спутанных волокон, длина которых колеблется от 0,5–1 до 20 мм; ориентировка пучков (и волокон в них) параллельная или субпараллельная простиранию прожилков. Асбестовая минерализация сопровождается тальком. Тальк развит между зернами доломита, выполняет трещины и пустоты в брекчированных карбонатно-глинистых породах.

Челмужская площадь размером 285,6 км² была выделена при опережающих крупномасштабных геофизических работах Т. Л. Семеновой (1990 г.). Автором были подсчитаны прогнозные ресурсы асбеста по категории P₂+P₃ в количестве 40 тыс. т на глубину 150 м. Однако в связи с низким выходом керна асбестопроявления фиксировались визуально (без изучения физических свойств асбеста), а геологические границы асбестоносной площади намечены на основании данных магнито- и гравиразведки. Представляется более обоснованная оценка ресурсов асбеста только по категории P₃, что и было сделано при проведении ГДП-200 на листе Р-36-ХVIII. Они составляют 25 тыс. т.

В 1998 г. Н. И. Климовым проводились работы по изучению сорбционных свойств асбеста в пределах всей Онежской структуры. При изучении сорбционных свойств асбестоносных доломитов было доказано, что магнезиальный-рибекит-асбест не является канцерогенным и может быть использован при очистке вод от радионуклидов, а также для безопасного захоронения радиоактивных веществ. Данные экспериментов показали, что степень очистки асбестом выше, чем у любых других природных сорбентов, даже выше цеолитов. Также Mg-рибекит-асбест обладает щелочностойкостью и высокой кислотоупорностью. В ходе текущих работ ГДП-200 листа Р-36-ХVIII картировочной скважиной 2 был вскрыт интервал (17,8 м) с асбестопроявлениями на глубине 31 м.

Качественные характеристики асбеста и условия локализации асбестопроявлений на Челмужской площади сопоставимы с характеристиками уже известных на территории всего Повенецкого рудного узла Онежской минерагенической зоны проявлений. Проявления и пункты минерализации Повенецкого рудного узла приурочены к терригенно-осадочным породам туломозерской свиты, слагающим брахиформные структуры северо-западной ориентировки. Структуры фиксируются по долеритам, вскрытым поисковыми скважинами. Долериты выделяются и в магнитном поле положительной аномалией интенсивностью до 750–3 000 нТл. Асбестизация связана с доломитизированными и частично брекчированными аргиллитами существенно хлорит-монтмориллонитового состава.

Зона с асбестопроявлениями на Челмужской площади визуально зафиксирована в 7 из 14 скважин и имеет прерывистое развитие, мощность ее изменяется от 10 до 65 м. В двух рудных скважинах асбестовые зоны были зафиксированы на двух интервалах, и кроме того, в тех же двух скважинах оруденение было отмечено в приповерхностной части под четвертичными образованиями. Расчет исходных параметров (удельной продуктивности) проведен по аналогии с Повенецким узлом. В подсчете прогнозных ресурсов учтены коэффициенты подобия (0,5) и достоверности (0,5). Из подсчета изъята площадь развития тел габбродолеритов, которые выходят под четвертичные образования или близки к поверхности, и озер (25,4 км²). Прогнозные ресурсы амфибол-асбеста Челмужского узла категории P₃ на листе Р-36-ХVIII принимаем 25 тыс. т. На Челмужской площади рекомендуется провести поисково-оценочные работы на асбест масштаба 1 : 25 000 второй очереди.

Вне Онежской минерагенической области расположены Пудожгорский РУ и фрагмент Бураковского РУ. Рудные узлы приурочены к раннепротерозойским интрузивам (Бураковский, Пудожгорский).

Пудожгорский благороднометалльно-ванадий-титановый рудный узел (0.0.1 Ti,V,Pt/PR₁) площадью 57 км² в пределах листа расположен на восточном берегу Онежского озера и приурочен к пластовой интрузии габбродолеритов среди гранитоидов фундамента. В качестве рудоносной выступает габбродолеритовая формация, с которой генетически связана титаномаг-

нетитовая рудная формация. Размещение интрузий контролируется системой северо-западных, а также сопряженных с ними, северо-восточных и субмеридиональных разломов.

К одной из интрузий (Пудожгорской) приурочено крупное Пудожгорское месторождение титаномагнетитовых ванадийсодержащих руд с сопутствующей золото-платиноидной и медной минерализацией. Интрузия дифференцирована на нижнюю габбровую и верхнюю диоритовую зоны, к контакту которых приурочен рудный горизонт, залегающий согласно с первичной расчлененностью. Мощность его меняется от 7 до 24 м. По простиранию горизонт прослежен на 7,1 км, по падению – на 1 500 м до глубины 210 м. Месторождение изучалось с 1950-х гг. прошлого века. После проведения предварительной разведки и ревизионно-опробовательских работ оно было квалифицировано как комплексное с убывающей ценностью полезных компонентов в следующей последовательности: Ti, V, Fe, Cu. В 1980–1990 гг. работами ЦНИГРИ, ИГ КНЦ РАН, ТКЭ «Севзапгеология» на Пудожгорском месторождении было выявлено и изучено благороднометалльное, существенно платино-палладиевое оруденение, сопутствующее титаномагнетитовому оруденению [110]. Концентратором благородных металлов является обогащенная сульфидами часть титаномагнетитового горизонта, прослеженная по всему контуру месторождения и характеризующаяся устойчивыми содержаниями Au и МПГ (Pt – 0,4–0,5 г/т, Pd – 1,0–1,2 г/т; Au – 0,15–0,4 г/т). Наиболее богатое благороднометалльное оруденение ассоциирует с убогой (0,1–1,0 %) сульфидной вкрапленностью и хорошо выдержано как по падению, так и по простиранию рудной залежи. Минералы платиновой группы представлены теллуридами палладия (котульскит, меренскит, сопчеит, кейтконнит) и минеральной формой платины – сперрилитом. Золото представлено в самородном виде (электрум). В 1998–2000 гг. ИГ КарНЦ АН совместно ГГУП «Минерал» и АО «Механобр-инжиниринг» выполнены минералого-технологические исследования двух проб титаномагнетитовых руд с целью оценки возможности попутного извлечения благородных металлов. Результаты обогащения проб по магнито-флотационной схеме показали хорошую извлекаемость МПГ и Au – от 60,8 до 91,5 % при сумме их содержания в медном концентрате 45,4 и 57,6 г/т.

На смежном к востоку листе в габбродолеритовых телах выявлены проявления титаномагнетитовых руд – Пелгозеро I–III, которые также содержат благороднометалльную минерализацию.

В пределах листа по узлу запасы полезных ископаемых составляют: титаномагнетитовая руда по кат. С₁ – 411,6 тыс. т, забалансовые запасы – 316 689 тыс. т; забалансовые запасы пентоксида ванадия – 1 359,3 тыс. т. При среднем содержании ванадия 0,43 %. Продуктивность рудного района является высокой, перспективность также оценивается как высокая, что обусловлено реальной возможностью прироста прогнозных ресурсов благородных металлов за счет выявления более богатого платиноидного оруденения на глубоких горизонтах Пудожгорской интрузии и на известных проявлениях титаномагнетитовых руд.

Бураковский титан-железо-никель-хромовый рудный узел (0.0.2 Cr,Ni,Fe,Ti/PR₁). Фрагмент Бураковского РУ расположен к востоку от Онежского озера. Он связан с одноименным массивом и в пределах листа представлен породами анортозит-габброноритовой формации. Все запасы и прогнозные ресурсы сконцентрированы на смежном к востоку листе Р-37. Ниже дается краткая характеристика Бураковского РУ.

Бураковский массив приурочен к глубинному разлому северо-восточного простирания, обладает длиной около 50 км при ширине до 13–17 км, площадь массива – 630 км². Форма массива лополитообразная, контакты его падают к центру под углами 5–30°, судя по трахитоидности, в центральных частях массива залегание контактов выполаживается. Разломами северо-западного простирания массив разделен на три блока, на листе Р-36 расположено его юго-западное окончание. Главный хромитовый горизонт (ГХГ), расположенный на листе Р-37, приурочен к границе перидотитовой и клинопироксенитовой зон расчлененной интрузии и расположен на листе Р-37. Максимальная глубина залегания ГХГ – 670 м, мощность – от 1,4 до 5,4 м, в среднем – 2,5 м при бортовых содержаниях Cr₂O₃ – 5 и 10 %. Рудами являются средне-крупнозернистые оливин-пироксен-хромшпинелидовые породы кумулятивного сложения с переменным содержанием минералов. С хромитовыми рудами связана сопутствующая бедная благороднометалльная минерализация сингенетического типа (суммарное содержание платины и платиноидов составляет 1,23 г/т, платина преобладает, содержание золота – до 4,5 г/т). Проявления титаномагнетитовой с ванадием минерализации на Бураковской интрузии приурочены к породам зоны феррогабброноритов, развитой в северной части Бураковского блока [64]. Подробное описание дано в разделе «Полезные ископаемые».

Была выполнена оценка прогнозных ресурсов ванадийсодержащих титаномагнетитовых габброноритов Онежского проявления до глубины 300 м по всем рудоперспективным площадям развития пород феррогабброноритовой зоны, в т. ч. по категории Р₁ для горизонтов № 1 и 2

в северо-западной части Бураковского блока интрузии, как наиболее изученной и по категории P_2 для остальных наиболее перспективных площадей в пределах развития пород феррогабброноритовой зоны [52]. Прогнозные ресурсы ванадийсодержащих титаномагнетитовых габброноритов кат. P_1 составили 1 199 млн т руды, кат. P_2 – 1 045 млн т руды. Более детальное изучение рудных горизонтов Онежского проявления позволит выявить в их пределах рудные тела с содержанием V_2O_5 – 0,2 % и более, а также оценить их мощность и протяженность по падению и простиранию [52].

Кроме того, вся территория работ расположена в пределах **Водлозерско-Онежской алмазоносной минерагенической области**, которая является фрагментом Балтийско-Мезенской зоны тектоно-магматической активизации северо-восточного простирания [102]. В составе области, в пределах листа Р-36-ХVIII, выделяется Заонежский алмазоносный минерагенический район.

Заонежский алмазоносный минерагенический район (0.1 di/PR₁,PZ) выделен на основании комплекса благоприятных предпосылок и признаков алмазоносности и располагается в центральной части Водлозерско-Онежской минерагенической области. Площадь района в пределах листа Р-36-ХVIII – 2 488 км². Район связан с зоной калевийско-вепсийской тектоно-магматической активизации (ТМА) северо-западного простирания.

В пределах Заонежского района в настоящее время достоверно установлено Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов (*Кимозерский алмазоносный минерагенический узел* (0.1.1 di) площадью в пределах листа 373 км²). Оно локализовано на южном фланге крупной пластовой интрузии долеритов людиковия. Таким образом, Кимозерские кимберлиты являются одними из наиболее древних алмазоносных пород мира. Кимберлиты обнажаются на поверхности и слагают крупное тело размером 2,0×0,8 км. Кимберлитовое проявление представлено тремя морфологическими разновидностями входящих в его состав тел: обширной, но мало-мощной блюдцеобразной залежью, узкими квазицилиндрическими подводными каналами и дайками (0,3–0,4 м). Оно выполнено слюдяными и бесслюдяными кимберлитами и их брекчиями. Особенностью проявления является присутствие фрагментарно развитых тонкослоистых кратерных образований. Алмазы (1–2 мм) представлены бесцветными резорбированными октаэдрами, реже – комбинационными формами типа октаэдр-додокаэдроид, встречаются шпинелевые двойники. Определение содержания алмазов в Кимозерском теле в период до 2000 г. производилось в лабораториях Эштон майнинг в Перте (Австралия) и Луйконлахти (Финляндия), в 2004–2005 гг. в лаборатории Рио Тинто в Австралии, позднее в лаборатории КТМ-Альянс (Россия). Проанализированы десятки проб из всех разновидностей кимберлитов общим весом более 24 т. Всего было извлечено более 150 зерен размером до 1,5 мм. Все перечисленные лаборатории определили сходные содержания алмазов в пределах 1–2 карат/100 т. В связи с небольшим количеством извлеченных макроалмазов, определить их стоимость не представляется возможным.

Ореол рассеяния в целом образован преимущественно хромшпинелидами с небольшой долей пиропов, обнаружено шесть мелких кристаллов алмаза. По комплексу признаков он отнесен к ореолам ближнего переноса. Судя по составу хромшпинелидов, среди ИМК в четвертичных отложениях ореолов, наряду с кимберлитовыми хромшпинелидами, присутствуют и хромиты из проявленных здесь магматических образований ультраосновного и основного состава. В пределах Заонежского ореола обнаружено 30 знаков марганцоильменита с высоким содержанием марганца и хрома. Источником марганца и хромсодержащих ильменитов являются кимберлиты Кимозерского проявления. Ильмениты присутствуют. В то же время типичный для большинства кимберлитов пикроильменит в кимозерском проявлении не обнаружен.

Клинопироксены обнаружены как в кимберлитах, так и в ореоле. Они представлены диопсидом, хромдиопсидом, авгитом. Среди них встречены зерна, которые по содержаниям хрома, натрия и алюминия относятся к парагенезису гранатовых перидотитов, типичные кимберлитовые хромдиопсиды не установлены.

Спутники алмазов в шлихах прослеживаются от Кимозерского кимберлитового тела до берега Заонежского залива на 26 км при ширине 400 м в районе тела до 3 км на его окончании, что совпадает с направлением ледникового сноса в южной части Заонежского полуострова. Спутники алмазов в шлихах представлены хромшпинелидами, концентрация которых в районе выхода кимберлитов и далее на протяжении 4 км составляет тысячи знаков на пробу, на протяжении последующих 500 м резко снижается до 30–50 знаков на пробу и остается постоянной на этом уровне до берега Заонежского залива. На этом фоне существуют «вспышки» концентраций хромшпинелидов, что свидетельствует о существовании дополнительных источников питания. В районе оз. Матвеево в моренных суглинках обнаружены многочисленные обломки кимберлитов, в пробах присутствуют сотни знаков хромшпинелида, сортировка отсутствует.

Сохранность хромшпинелидов хорошая. Пиропы установлены в единичных знаках в пяти пробах. Сохранность их также хорошая. Хромшпинелиды по составу соответствуют кимберлитовым. Одно зерно относится к алмазной ассоциации. Пироп принадлежит в основном низко- и среднехромистой лерцолитовой и верлитовой ассоциациям, одно зерно соответствует алмазной дунит-гарцбургитовой ассоциации. Судя по резкому увеличению количества ИМК хорошей сохранности, наличию обломков кимберлитов в морене в районе оз. Матвеево в 4 км от кимозерского проявления, высока вероятность обнаружения других кимберлитовых тел. С последними могут быть связаны аномалии пониженного электрического сопротивления.

Прогнозные ресурсы по состоянию на 01.01.2014 г. по Заонежскому району кат. Р₃ составляют 30 млн карат (11,66 млн карат в пределах листа), по Кимозерскому узлу кат. Р₂ – 40 млн карат (учтены ресурсы в общем по узлу в связи с тем, что Кимозерское тело, с которым связаны основные прогнозные ресурсы всего узла, локализуется в пределах листа Р-36-ХVIII).

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

Изучаемая территория относится к Балтийской гидрогеологической складчатой области, Карельскому гидрогеологическому району, Онежскому подрайону [9].

Подземные воды содержатся в прерывистом слое четвертичных отложений и в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород. В связи с отсутствием водоупорного слоя, воды четвертичных отложений и кристаллических пород гидравлически связаны между собой и образуют общее зеркало грунтовых вод. Питание подземных вод происходит, в основном, за счет атмосферных осадков. Разгрузка их осуществляется по-разному: в районах развития структурно-тектонического и аккумулятивного водно-ледникового рельефа преимущественно посредством источников, а в районах моренных, морских, озерно-ледниковых и озерных равнин – главным образом путем инфильтрации в реки, озера и болота. Годовые амплитуды колебания уровня подземных вод изменяются незначительно: 0,3–0,5 м – на равнинных участках, 0,5–1,0 м – на склонах, до 1–3 м – на вершинах гряд и холмов [9].

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Водоносные горизонты, приуроченные к верхнему плейстоцену, имеют практически повсеместное распространение и представлены голоценовыми биогенным и аллювиальным водоносными горизонтами, осташковским озерно-ледниковым и голоценовым озерным нерасчлененным водоносным горизонтом, осташковским флювиогляциальным водоносным горизонтом, а также осташковским ледниковым водоносным горизонтом. Сводная гидрогеологическая колонка по четвертичным породам представлена в таблице 10.

Относительно водоносный голоценовый биогенный горизонт (1) приурочен к слабодренированным впадинам и плоским водоразделам и представлен торфом. Торф сфагновый и травяно-сфагновый, местами с сосной и березой, слабой и средней степени разложения. Мощность торфа составляет в среднем 0,5–2 м, иногда достигает 4 м. Торфяники в весенние и осенние периоды местами бывают полностью насыщены водой, летом заболоченные участки часто пересыхают. В обводненное время уровни поднимаются на 0,3–0,5 м выше мохового покрова, а в межень опускаются ниже его на 0,5–1,0 м. Коэффициент фильтрации колеблется от 0,05 до 3,5 м/сут. Минерализация вод из торфяников слабая, до 100 мг/л. По составу они гидрокарбонатные кальциево-магниевые, но содержат много органических веществ (до 5 мг/л), солей железа (до 3,0–5,0 мг/л, иногда до 7 мг/л), что делает их малопригодными для питьевого водоснабжения и даже хозяйственных нужд [119]. С водами подстилающих пород воды торфяников образуют один водоносный горизонт. Торфяники частично питаются подземными водами из окружающих пород, а в низинах – водами восходящих источников. Они задерживают общий поверхностный сток и питают в свою очередь подстилающие их породы. Таким образом, торфяники играют важную роль в балансе подземного, а также и поверхностного стока, питая в маловодное время года озера, ручьи и реки, протекающие обычно вдоль осевых частей болот.

Водоносный голоценовый аллювиальный горизонт (2) распространен лишь в северо-восточной и юго-восточной частях листа, где протекают крупнейшие реки района – Немина и Шалица. Аллювий представлен хорошо сортированными песками, а в порожистых потоках – валуно-галечным материалом. Подземные воды в аллювиальных отложениях содержатся повсеместно, однако при мощности отложений от 0,2 до 1,5 м они слабо обводнены. Глубина залегания вод – 0–5 м от поверхности земли. Коэффициент фильтрации пород колеблется от 0,8 до 7,5 м/сут. Воды эти гидрокарбонатные кальциевые, реже – сульфатные натриевые с минерализацией от 80 до 360 мг/л и общей жесткостью в 0,32–1,82 мг-экв. [9].

Схема гидрогеологической стратификации четвертичных образований листа Р-36-ХVIII

Стратиграфические подразделения						Мощность, м	Литологический состав	Горизонт	Коэфф. фильтрации, м/сут	Химический состав	Минерализация, г/л	
Система	Надраздел	Раздел	Звено	Надгоризонт, горизонт	Индекс (№ на схеме)							
Четвертичная	Голоцен				рН (1)	0,5-4,0	Торф	Голоценовый биогенный относительно водоносный горизонт	0,05-3,5	Гидрокарбонатный кальциево-магниевый	0,1	
					аН (2)	0,2-1,5	Пески, валунно-галечный материал, суглинки	Голоценовый аллювиальный водоносный горизонт	0,8-7,5	Гидрокарбонатный кальциевый	0,08-0,36	
	Плейстоцен-голоцен				lgIII-lH (3)	0,2-20,0	Пески, галечники, суглинки, глины	Осташковско-голоценовый озерно-ледниковый и озерный относительно водоносный горизонт	-	Гидрокарбонатный магниевый-кальциевый	до 0,3	
	Плейстоцен	Неоплейстоцен	Верхнее	Валдайский	Осташковский	fillos (4)	3,0-30,0	Пески, гравийно-галечные отложения	Осташковский флювиогляциальный водоносный горизонт	0,6-33,0	Гидрокарбонатный кальциевый, реже - натриевый	до 0,3
						glllos (5)	0,5-54,0	Пески валунные, супеси и суглинки валунные	Осташковский моренный относительно водоносный горизонт	-	Гидрокарбонатный, хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый	до 0,2
			Среднее-верхнее	Московско-осташковский		lIIllln, glllpd, mllllmk?, lglllms?	4,5-15,0	Суглинки, глины, пески валунные, пески	Московско-осташковский гетерогенный межморенный относительно водоупорный горизонт	-	-	-

Относительно водоносный комплекс осташковских озерно-ледниковых и голоценовых озерных образований (3) приурочен к озерно-ледниковым и к перекрывающим их озерным отложениям, образующим повсеместно единый водоносный горизонт. Наиболее широко этот горизонт развит на северо-востоке листа, по восточному побережью Заонежского залива; на Заонежском полуострове приурочен к понижениям рельефа в районе озер Падмозеро, Путкозеро, Великой Губы, где занимает небольшие площади. Как озерно-ледниковые, так и озерные отложения представлены, преимущественно, песками, реже – песчано-гравийно-валунным материалом, супесями, суглинками и глинами. Мощности ледниково-озерных образований на равнинах варьируют от 1 до 12 м при средней мощности 6–7 м, в камах соответствуют высоте холмов и колеблются от 5 до 15 м, а в районе д. Немино-3 достигают 20 м. Породы, представленные на территории листа, являются весьма слабообводненными. Дебит колодцев, получающих воду главным образом из ленточных супесей, составляет 0,008–0,04 л/с. Глубина залегания уровня воды на всех участках развития озерно-ледниковых и озерных образований обычно изменяется в пределах 0–5 м. Подземные воды являются почти всюду безнапорными или слабонапорными. Пополнение вод рассматриваемого водоносного горизонта осуществляется в основном за счет атмосферных осадков и подтока поверхностных вод из смежных открытых водоемов, а также за счет подтока подземных вод из кристаллических пород. Воды повсеместно пресные и мягкие с минерализацией до 300 мг/л [9].

Водоносный осташковский флювиогляциальный горизонт (4) развит в пределах флювиогляциальных озон и дельт, широко развитых на Заонежском полуострове и, в меньшей степени, на востоке территории. В основном, флювиогляциальные образования залегают, как правило, на морене. Горизонт сложен песками с гравием и галькой, песчано-гравийно-галечно-валунным материалом. Мощность этих образований определяется, в большинстве случаев, высотой слагаемых ими форм рельефа и составляет от 3–5 до 20 м, реже – 30 м. Подземные воды, содержащиеся в этих образованиях, тесно связаны с водами нижележащих пород и образуют с ними единый водоносный горизонт. Воды являются повсеместно безнапорными. На вершинах озон и дельт уровни вод устанавливаются чаще всего на глубине 10–20 м, подножия озон бывают заболоченными. Пополнение воды в отложениях, слагающих дельты и озон, осуществляется за счет поступления атмосферных осадков и вод поверхностных водоемов, а также местами и за счет подтока вод из кристаллических пород. Коэффициент фильтрации пород колеблется от 0,6 до 33 м/сут. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые, реже – магниевые и натриевые. Воды флювиогляциальных образований широко используются для питьевых и хозяйственных целей. Помимо значительных запасов и постоянного режима они отличаются повсеместно хорошим качеством, минерализация их обычно не превышает 300 мг/л [9].

Относительно водоносный осташковский ледниковый горизонт (5) приурочен к основной морене, которая распространена, практически, повсеместно. Залегая на породах протерозоя пластом неравномерной мощности, эти отложения нивелируют неровности дочетвертичного рельефа. Как и мощность четвертичных отложений, мощность морены зависит, в основном, от характера подстилающей поверхности и от условий таяния ледника. Мощность морены колеблется в значительных пределах – от 0,5–1 до 10 м, иногда увеличиваясь до 54 м. В связи с преобладанием песчаного, реже супесчаного состава, рассматриваемые отложения являются повсеместно водопроницаемыми, степень их водообильности, в основном, также зависит от рельефа подстилающих кристаллических пород. В районах синклинальных зон они, обычно, не содержат подземных вод на вершинах и склонах возвышенностей и обводняются там, в большей или меньшей степени, лишь во время весеннего снеготаяния и в периоды дождей. В депрессиях рельефа, где эти отложения залегают большей частью под водно-ледниковыми водоносными осташковскими образованиями, они, обычно, обводнены полностью в течение круглого года. В районах антиклинальных зон эти отложения имеют мощность в среднем около 4 м и обычно обводнены равномерно. Основное питание вод идет за счет атмосферных осадков. Режим вод в морене, в районах питания атмосферными осадками, весьма непостоянен: летом источники часто пересыхают, зимой вымерзают. Наиболее постоянным режимом характеризуются источники, питающиеся, преимущественно, водами кристаллических пород. Подземные воды в морене, как правило, безнапорные. Незначительным напором, порядка 3–5 м, редко – 8–10 м, они отличаются только на участках залегания морены под глинистыми и суглинистыми осадками озерных и озерно-ледниковых отложений. Глубина залегания уровня безнапорных подземных вод в образованиях основной морены и разнородных уплотненных песков, распространенных в пределах синклинальных зон, весьма разная: в депрессиях – 0–2 м, на склонах – 2–4 м; на вершинах гряд и отдельных холмов, где уровни располагаются на глубине 4–5 м, образования морены обычно остаются необводненными. В районах антиклинальных зон уровни воды в мо-

рене залегают чаще всего на глубине от 0 до 3 м ниже поверхности земли. Воды повсеместно пресные с минерализацией до 200 мг/л [9].

Помимо описанных выше водоносных горизонтов, на территории листа спорадически встречаются следующие образования: озерно-ледниковые московского горизонта, морские миккулинского межледниковья, морена подпорожского горизонта, а также озерные ленинградского мегаинтерстадиала. Эти образования, установленные для данной площади впервые, вскрыты двумя скважинами, пробуренными на северо-востоке территории, а также описаны по скважине [99], пробуренной к северу от Яндомозера. Эти образования объединены в *московско-осташковский гетерогенный межморенный относительно водоупорный горизонт*, сложенный суглинками, глинами, валунными суглинками, песками. Мощность горизонта колеблется от 9 до 15 м. Данные о качественных и количественных характеристиках горизонта отсутствуют.

ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Подземные воды дочетвертичных образований в пределах изученной площади представлены: кимозерской водоносной зоной трещиноватости, койкарской водоносной зоной трещиноватости, заонежско-суйсарской водоносной зоной трещиноватости, туломозерской водоносной зоной трещиноватости, рагнозерской водоносной зоной трещиноватости, бураковской водоносной зоной трещиноватости и ниже-верхнеархейской водоносной зоной трещиноватости. Сводная гидрогеологическая колонка по дочетвертичным породам представлена в таблице 11.

Кимозерская водоносная зона трещиноватости (1) представлена одним телом, расположенным к юго-западу от одноименного озера, расположенного в центре Заонежского полуострова. Породы данного комплекса представлены, в основном, кимберлитами. Так как кимберлитовый кимозерский комплекс был выделен по результатам собственных аналитических исследований, количественные и качественные характеристики комплекса отсутствуют.

Койкарская водоносная зона трещиноватости (2) распространена, в основном, в северо-восточной части исследуемой территории, но единично встречается и на Заонежском полуострове. Водовмещающими породами являются метагаббродолериты, метадолериты и метабазалты. По данным ранее проведенных работ наиболее эффективная трещиноватость пород наблюдается в интервале до 50 м. Ниже она значительно ослабевает, хотя породы обводнены до глубины 100 м. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,009 до 0,2 л/с, максимальный дебит составляет 2 л/с, что свидетельствует о сравнительно слабой водоносности пород. По химическому составу воды пресные и ультрапресные с минерализацией 60–660 мг/л, гидрокарбонатные натриево-кальциевые и хлоридные натриевые [119].

Заонежско-суйсарская водоносная зона трещиноватости (3) занимает центральную часть изучаемой площади (Заонежский полуостров). Водоносная зона включает породы заонежской и суйсарской свит, соответственно заонежского и суйсарского горизонтов. Водовмещающие породы представлены метабазальтами, метатифитами, метатиффитами, метатифоалевролитами, шунгитоносными породами, в том числе: метаалевролитами, метапесчаниками, метааргиллитами, метадоломитами. Весь комплекс пород перемежается с пластовыми интрузиями долеритов и покровами базальтов. На преобладающей площади своего развития водоносная зона залегает под четвертичными отложениями. Породы разбиты сетью трещин, прослеживающихся до глубины 100 м, реже – 150–200 м. Водообильность пород колеблется от 0,001 до 0,2–0,4 л/с м. Максимальные дебиты скважин, пройденных на всю мощность трещиноватой зоны, не превышают 1–1,5 л/с, и только дебиты скважин, вскрывших трещинно-жильные зоны тектонических разломов, достигают 6–10 л/с. Учитывая неравномерную и, в основном, слабую трещиноватость пород, а также наличие в разрезе пластов интрузивных и эффузивных пород, рассматриваемую водоносную зону можно охарактеризовать как слабоводообильную. По химическому составу воды пресные и ультрапресные с минерализацией до 0,7 г/л, гидрокарбонатные, иногда хлоридные кальций-магниевые и натриевые [119].

Туломозерская водоносная зона трещиноватости (4) распространена, преимущественно, в северо-восточной части исследуемой территории. Водовмещающие породы представлены метадоломитами, метаизвестняками, метапесчаниками, метаалевролитами, метааргиллитами. Породы трещиноватые и слабо трещиноватые, реже – кавернозные, до глубины 200 м. Наиболее интенсивная трещиноватость, а, следовательно, и водообильность пород наблюдается в интервалах глубин до 60–80 м. Дебит скважин, пробуренных ранее, составляет 0,1–5,5 л/с, удельные дебиты скважин изменяются от 0,1 до 0,9 л/с. Максимальные дебиты скважин составляют 1–2 л/с, в зонах тектонических разломов достигают 20 л/с. Таким образом, представленная водоносная зона является слабоводоносной.

Схема гидрогеологической стратификации четвертичных образований листа Р-36-ХVIII

Акротема	Эонотема	Эрагема	Надгори-зонт	Горизонт	Индекс (№ на схеме)	Мощность, м	Литологический состав	Название	Химический состав	Минерализация, г/л
Протерозой	Нижний протерозой	Верхний карелий	Людиковый	Кимозерский	tKR_2^1k (1)	-	Кимберлиты	Кимозерская водоносная зона трещиноватости	-	-
				Койкарский	$v\beta KR_2^1k$ (2)	-	Метагаббродолериты, мета-долериты и metabазальты	Койкарская водоносная зона трещиноватости	Гидрокарбонатные натрий-кальциевые и хлоридные натриевые	0,06-0,66
				Заонежско-суйсарский	KR_2^1zn-ss $v\beta KR_2^1z-s$ (3)	90-805	Метабазальты, метатUFFы, метатUFFиты, метатUFFоалевролиты, шунгитоносные породы	Заонежско-суйсарская водоносная зона трещиноватости	Гидрокарбонатные, иногда хлоридные, кальций-магниевые и натриевые	0,7
		Нижний карелий	Ятулий	Тулумозерский	KR_2^1tl (4)	более 800	Метадолмиты, метаалевролиты, метааргиллиты	Тулумозерская водоносная зона трещиноватости	Гидрокарбонатные кальций-магниевые и натриевые	0,05-0,4
				Сумий	Рагнозерский	$lp\gamma KR_2^1r$ (5)	-	Лейкограниты, граниты плагиомиоклиновые	Рагнозерская водоносная зона трещиноватости	-
		Бураковский	vKR_2^1b (6)		-	Габбронориты с прослоями анортозитов и плагиопироксенов	Бураковская водоносная зона трещиноватости	-	-	
		Архей	Саамий-ранний лопий			$mp\gamma SM-LP_2v$ (7)	до 1000	Гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, мигматиты	Нижне-верхнеархейская водоносная зона трещиноватости	Гидрокарбонатные натрий-кальциевые и кальций-натриевые

По химическому составу воды пресные и ультрапресные с минерализацией от 50 до 400 мг/л, гидрокарбонатные кальциево-магниевого, иногда натриевого [119].

Рагнозерская водоносная зона трещиноватости (5) распространена в юго-восточной части листа. Породы представлены гранитами, плагиогранитами, лейкогранитами, гранодиоритами. В обнажениях прослеживаются трещины отдельности шириной от волосяных до 1–2 мм, взаимно перпендикулярные, и трещины выветривания шириной от долей миллиметра до 1–1,5 см, секущие трещины отдельности в различных направлениях. Судя по характеру трещиноватости, рассматриваемые породы являются весьма слабо обводненными. Источники, в пределах описываемых пород, встречаются редко и дебит их не превышает 0,05 л/с [9].

Бураковская водоносная зона трещиноватости (6) распространена на ограниченной площади в юго-восточной части листа Р-36-ХVIII. Водовмещающими породами являются интенсивно трещиноватые габбронориты с прослоями анортозитов и плагиопироксенов. Данные по водоносной зоне отсутствуют [119].

Нижне-верхнеархейская водоносная зона трещиноватости (7) включает породы саамского и раннелопийского возраста. Водоносная зона трещиноватости архейских кристаллических пород широко развита в юго-восточной части территории, где залегает непосредственно под четвертичными отложениями на глубине 30–50 м, в северной части – до 6 м. Водовмещающими породами являются гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, мигматиты. По керну ранее пробуренных скважин трещиноватость пород отмечается до глубины 30–50 м, ниже наблюдаются только отдельные волосные трещины. На большую глубину трещиноватость проникает только в зонах тектонических нарушений, где порода часто разбита на блоки размером 0,2–0,5 м. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,0007 до 0,1 л/с м, что говорит о слабой водоносности пород. В зонах тектонических разломов максимальные дебиты скважин могут достигать 5–10 л/с. По химическому составу воды относятся к гидрокарбонатному натрий-кальциевому и кальций-натриевому типу с минерализацией 20–150 мг/л [119].

Обобщая все вышеперечисленное, можно сделать вывод, что все породы, представленные на листе, являются обводненными. В целом, водоносность их непостоянна. Практическое применение имеют воды четвертичного горизонта, преимущественно ледниковых осадков [119]. Дочетвертичные воды используются редко. Существующей на данный момент изученности не хватает для выявления источников водоснабжения для крупных населенных пунктов.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа относится к бореальной, континентальной ландшафтной зоне с умеренно-холодным гумидным климатом, к подзоне средней тайги.

По характеру преобладания экзодинамических процессов выделяются три области: денудации, аккумуляции и транспортировки. В их пределах, с учетом геоморфологических особенностей, генезиса и литологии рельефообразующих пород, почв, растительной поясности, распространения и интенсивности экзогенных геологических процессов (ЭГП) в пределах суши выделены четыре природных ландшафта и четыре – в пределах акватории Онежского озера.

Область денудации пользуется наиболее широким распространением. В пределах суши, преобладают *структурно-денудационные холмистые, грядово-холмистые и грядовые участки рельефа* (1), развитые на архейских гранитоидах (восточное побережье Заонежского залива), а также на нижнепротерозойских магматических и вулканогенно-осадочных образованиях – на Заонежском полуострове.

В пределах акватории *структурно-денудационные пологоволнистые и грядовые равнины* (5), развитые на нижнепротерозойских магматических образованиях, распространены очень незначительно.

Область аккумуляции представлена *моренными равнинами* (3), сложенными валунными песками, реже – супесями и суглинками, *водно-ледниковыми и озерными равнинами* (2), сформированными песками, которые имеют подчиненное значение. Кроме того, к области аккумуляции относятся *болотные равнины* (4), имеющие незначительное развитие. Наиболее крупные из них встречаются на Заонежском полуострове.

В пределах акватории Онежского озера выделены: аккумулятивно-денудационные равнины, развитые на песчаных гравии, гальке и пелитах в пределах *озерных грядово-холмистых равнин* (6); аккумулятивные равнины, приуроченные к *озерным нефелоидным, нефелоидно-флювиальным и ундалювиальным плоским и слабонаклонным равнинам* (7), сложенным пелитами и пелито-песчано-алевритовыми микститами и абразионно-аккумулятивные равнины, представленные *моренными пологоволнистыми равнинами*, сложенными песками валунными, и *равнинами водно-ледниковыми*, сложенными песками, галькой, гравием, песчаной галькой, песчаными пелитами (8).

Область транспортировки представлена *речными долинами и озерными низкими равнинами*. К ним относятся поймы и русла рек, современные банки, пляжи, луды и фрагменты первой озерной террасы (в масштабе схемы 1 : 500 000 не картируются).

Почвы в пределах листа, в основном, дерново-подзолистые. Растительность представлена елью, березой, осинкой, сосной. Практически вся площадь работ залесена, за исключением болотистых участков, где лесной покров существенно разрежен.

По степени устойчивости к геодинамическим нагрузкам и геохимическому загрязнению большая часть ландшафтов территории работ отнесена к устойчивым и средней степени устойчивости, за исключением немногочисленных болотных массивов.

На территории листа находятся пять крупных поселков сельского типа: Пяльма, Пудожгорский, Великая Губа, Толвуя, Челмужи, деятельность которых выражается, в основном, в работе коммунальных предприятий поселков. На площади листа находятся два действующих шунгитовых карьера (Забогинский и Максковский), которые, в целом, не представляют серьезной угрозы для экологической обстановки Заонежского полуострова. Кроме того, в пределах площади листа отмечаются заброшенные зарастающие карьеры, которые ранее использовались для добычи песчано-гравийного материала. На западном берегу Толвуйской губы расположен причал ОАО НПК «Карбон-Шунгит», с которого производится погрузка на баржи добытого на карьерах шунгита, кроме того судоходство осуществляется и с пристани, расположенной в пос. Великая Губа. С деятельностью объектов деревообрабатывающей промышленности связано локальное загрязнение грунтовых и поверхностных вод, местами отмечаются механические

нарушения рельефа. Твердые отходы Пудожгорского деревообрабатывающего предприятия в виде щепы, опилок и т. п., как правило, длительное время концентрируются непосредственно на промплощадках или вблизи их границ. Выбросы в атмосферу содержат минеральную и органическую пыль, окись углерода, различные растворители и антисептики, фторид натрия, хлорид цинка. Со сточными водами этого предприятия деревообрабатывающей промышленности выносятся органо-минеральные загрязнители, древесные волокна, минеральные и взвешенные вещества.

Критерием для оценки влияния концентрации токсичных элементов в почвах на экологическую обстановку принято содержание элементов той или иной группы токсичности по отношению к ПДК, установленным для почв. Весьма неблагоприятными, с точки зрения сельскохозяйственного освоения местности, оцениваются территории с содержанием элементов 1-го класса токсичности выше ПДК или 2-го класса выше 10 ПДК. При содержании в почве элементов 2-го класса токсичности от 1 до 10 ПДК, а элементов 1-го класса превышающие фоновые концентрации более чем в 1,25 раз, экологическое состояние территории считается неблагоприятным. Установлена крупная по площади аномалия цинка [56], связанная, вероятно, с шунгитовыми сланцами заонежской свиты. Содержание в ней цинка достигает 1–2 ПДК, в одной из точек (район пос. Великая Губа) концентрация металла достигает 6 ПДК (720 г/т). В целом, по данному фактору экологическое состояние большей части территории оценивается как благоприятное.

Потенциальную опасность, как источник закисления и загрязнения поверхностных вод, представляют атмосферные осадки, выпадающие на территории Карелии в целом. Они постоянно кислые (рН от 4,1 до 6,5), всегда содержат сульфаты, а поверхностные воды территории отличаются низкой минерализацией и щелочностью, что обуславливает их значительную буферную емкость и слабую устойчивость к закислению.

Известные в пределах Заонежского полуострова месторождения и проявления уран-благороднометалльно-ванадиевых руд приурочены к зонам складчатых разрывных дислокаций (СРД). Они располагаются в пересечениях зон СРД с поперечными тектоническими нарушениями. Продуктивные зоны представляют собой ореолы альбит-слюдисто-карбонатных метасоматитов. Протяженность рудных залежей – около 1 км, глубина залегания – обычно 100–300 м от дневной поверхности. При проведении геологических маршрутов, сопровождавшихся радиометрическими наблюдениями, повышенный радиационный фон не отмечался. Таким образом, урановые руды являются лишь потенциально опасными.

В весенний период в Онежское озеро происходит смыв органических веществ, по данным мониторинга института водных проблем КНИЦ РАН, превышающий ПДК в два раза. В целом, в течение года концентрация органических веществ в озере допустимая.

В 2000-х гг. было проведено изучение эколого-геологической обстановки южной части Онежского озера [83]. В результате проведенных исследований установлено, что основные загрязняющие компоненты имеют природное происхождение, за исключением нефтепродуктов, фенолов, азота, ртути, искусственных радионуклеидов, кадмия. В целом, результаты исследования донных осадков по эколого-геохимическим показателям позволили оценить эколого-геологическую обстановку как благоприятную.

Учитывая целостность геоэкологической системы Онежского озера, можно предположить, что эколого-геологическая обстановка в пределах изучаемой территории также благоприятная.

На островах Кижского архипелага, где обитают 436 видов насекомых и более 180 видов птиц, создан Кижский природный (зоологический) заказник.

ЭКЗОГЕННЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ И ОБЪЕКТЫ

Экзогенные геологические процессы на территории проявляются слабо и имеют локальный характер и достаточно низкую степень интенсивности. Для рассматриваемой территории можно выделить ряд ведущих экзогенных процессов.

Гравитационные процессы наиболее активно проявляются на участках холмисто-грядового рельефа, где на крупных склонах формируют элювиально-делювиальные шлейфы, сложенные глыбами от 0,5 до 5 м кристаллических пород. Осыпи занимают площади до нескольких десятков квадратных метров.

Процесс заболачивания получил довольно широкое развитие в пределах территории из-за ее влажного климата и большого количества атмосферных осадков, значительно превышающих их испарение. В основном болота приурочены к равнинным территориям с малыми уклонами поверхности и характеризующимся развитием в четвертичных образованиях слабофильтрующих и водоупорных пород.

Речная эрозия наиболее резко проявляется в периоды весенних половодий и паводков. Она характерна для восточной части территорий, где в речных долинах р. Немина и р. Шалица боковая эрозия преобладает над русловой, что объясняется развитием на этих участках мощных четвертичных отложений и равнинным характером местности.

Эоловые процессы отмечаются по восточному берегу Заонежского залива (на Западной и Восточной Челмужских косах), где распространены современные озерные песчаные осадки и преобладают ветры западного, юго-западного и южного направлений. Представлены эоловые образования дюнами высотой до 1 м и протяженностью до 3–4 м.

Термокарст представлен довольно большими воронками, приуроченными к крупным озам и гляциофлювиальным дельтам. Термокарстовые воронки, глубиной 15–20 м, диаметром 50–150 м с крутизной склонов около 30° образовались за счет таяния погребенных под песчаными осадками глыб льда.

Анализ информации по выявлению и оценке источников загрязняющих веществ на рассматриваемой территории показывает, что состав токсичных соединений, объем и пути их поступления определяются физико-географической спецификой района, достаточно слабой степенью заселенности и хозяйственного освоения этой и прилегающих площадей (отсутствием городов, крупных поселков, портов, комплексов промышленных и сельскохозяйственных предприятий). Доминирующим в настоящее время является поступление загрязняющих веществ в результате их переноса ветром и атмосферными осадками. Прямой сброс промышленных и бытовых стоков, твердых и газообразных отходов носит весьма ограниченный характер (вызывая лишь локальные последствия непосредственно в зоне выброса) и фактически определяется деятельностью промышленных и коммунальных предприятий поселков Толвуя и Пудожгорский.

На основании имеющихся природных и техногенных факторов, оказывающих влияние на состояние природной среды, эколого-геологическая обстановка территории, включая прилегающую акваторию Онежского озера, оценивается как благоприятная и удовлетворительная.

Во избежание ухудшения экологической ситуации рекомендуется проводить периодический контроль за состоянием природной среды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате составления и подготовки к изданию, включающих полевые работы, аналитические исследования и камеральную обработку всех полученных данных, в том числе имеющиеся геофизические, геохимические и дистанционные материалы, проведенных на территории листа Р-36-ХVIII, создан комплект Госгеолкарты-200 второго поколения.

Комплект Госгеолкарты-200 включает: геологическую карту дочетвертичных образований, карту четвертичных образований, а также литологическую схему дна акватории Онежского озера масштаба 1 : 500 000. Кроме того, каждая карта комплекта сопровождается обязательными вспомогательными схемами масштаба 1 : 500 000–1 : 1 000 000 (тектонической, геоморфологической, гидрогеологической, эколого-геологической и др.), помещенными в зарамочное оформление. Анализ предшествующих работ показал, что наименее изученной территорией являлось восточное побережье Заонежского залива.

Проведенные работы, в том числе анализ и систематизация материалов предшественников, уточнение легенд к картам комплектов, позволили уточнить геологическое строение площади (пространственные границы, последовательность залегания, литологическая характеристика), получить новые данные о возрасте, вещественном составе стратифицированных, метаморфических и плутонических образований Заонежья.

Для Заонежской площади, включая акваторию, проведена комплексная интерпретация геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных. Уточнено тектоническое и глубинное строение территории, скорректированы границы зон складчато-разрывных дислокаций и приуроченных к ним рудоконтролирующих тектонических узлов, детали складчатых структур площади и состав слагающих их формаций.

Проведен анализ выделенных разломов различной глубины заложения, осуществлена их структурная систематизация на основании морфологии, периода формирования, отношения к вмещающим комплексам и их металлогенического потенциала.

По результатам проведенного изотопного датирования и анализу полученных данных уточнена схема последовательности формирования палеопротерозойских магматических комплексов: заонежский→суйсарский→койкарский→кимозерский.

Подтверждено участие суйсарских образований в геологическом строении территории. Среди них вычленен долеритовый суйсарский комплекс, закартировано основание суйсарской свиты. Для пород суйсарской свиты выделен ряд отличительных признаков. Впервые на площади установлены пироксеновые базальты со спинифекс-структурами.

На основании проведенного опробования и анализа данных предшественников на участках развития зон СРД в пределах Заонежского полуострова выделены выходы дифференцированных пород койкарского комплекса.

Согласно данным по строению кимозерского тела предложена двухфазная модель его формирования.

Анализ проведенных исследований подтвердил пересмотр возрастной границы койкарского комплекса и внесение необходимых изменений в легенду Карельской серии листов, а также внесение кимозерского комплекса в СЛ КС, согласно установленному возрасту.

На основании изучения структурно-текстурных особенностей, состава, взаимоотношения минеральных фаз сделан вывод о принадлежности регионального метаморфизма палеопротерозойских пород площади к низким ступеням зеленосланцевой фации, а именно пренит-пумпеллиитовой и пумпеллиит-актинолитовой.

Впервые на всю территорию листа Р-36-ХVIII (включая акваторию Онежского озера) составлены карта четвертичных образований масштаба 1 : 200 000 с зарамочным оформлением и литологическая карта дна акватории Онежского озера масштаба 1 : 500 000.

По результатам спорово-пыльцевого и диатомового анализов впервые для территории Заонежья установлены образования микулинского межледниковья верхнего неоплейстоцена, а

также подтверждено выделение озерных образований ленинградского мегаинтерстадиала валдайского оледенения (выделяемые ранее предшественниками по одной пробе).

Уточнены пространственные границы, генетическая принадлежность и литологическая характеристика как ледниковых и водно-ледниковых образований осташковского горизонта верхнего неоплейстоцена, так и голоценовых осадков. Отдельные генетические категории, в частности, гляциофлювиал, разделены на дополнительные детализирующие генетические подразделения («субгены»).

Выявлены формы и элементы форм рельефа (озы, береговые валы, дюны, абразионные уступы, термокарстовые воронки), ранее не выделявшиеся на карте четвертичных образований.

Уточненные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых, факторы и критерии их прогнозирования с локализацией перспективных площадей ранга минерагенических зон, рудных районов, узлов, полей отражены на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения.

Проведена переоценка прогнозных ресурсов категории P_3 в пределах Челмужского асбестового потенциального узла (25 тыс. т). На Челмужской площади рекомендованы поисково-оценочные работы масштаба 1 : 25 000 второй очереди.

Необходимо более детальное изучение рудных горизонтов Онежского проявления, это позволит выявить в их пределах рудные тела с содержанием V_2O_5 – 0,2 % и более, а также оценить их мощность и протяженность по падению и простиранию.

Представляется целесообразным на разведанной части титаномагнетитового Пудожгорского месторождения провести поисково-оценочные работы на платиноиды и золото с целью оценки их промышленной значимости и рентабельности отработки всего комплекса элементов из руд месторождения: Ti, V, Fe, Cu, Pt, Pd, Au и затем с учетом результатов этих работ провести прогнозно-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 на благородные металлы в пределах всего Пудожгорского рудного узла.

Проведенные при составлении комплекта Госгеолкарты-200/2 листа Р-36-ХVIII исследования выявили ряд проблем, спорных и дискуссионных вопросов по различным аспектам геологического строения и металлогении территории:

– Ятулийские образования требуют надежной изотопной датировки. Принятый в серийной легенде ятулийский возраст Пудожгорской интрузии, Габневского силла и других тел койкарского комплекса должен быть пересмотрен и внесены необходимые изменения в региональную стратиграфическую шкалу.

– Необходимо продолжить изотопно-геохронологические исследования вулканитов-субвулканитов заонежской и суйсарской свит.

– Следует дополнительно изучить сульфатные и галоидные образования туломозерской свиты, поскольку на сегодняшний день вопрос об их генетической принадлежности остается открытым – являются ли они первично-осадочными породами эвапоритовой формации, или они имеют метасоматическое происхождение, и их образования связано с внедрением флюидонасыщенных магматических расплавов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Астраханцев Г. П. и др.* Моделирование экосистем больших стратифицированных озер. – СПб: Наука, 2003. 363 с.
2. *Афанасьева З. Л.* Типизация и особенности кимозерских алмазоносных кимберлитов Онежского прогиба Карелии. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. – СПб: СПбГУ, 2009. 22 с.
3. *Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др.* Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) // Доклады АН. Т. 425, № 3, 2009. С. 1–5.
4. *Билибина Т. В.* Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы и принципы прогнозирования рудоносных структур // В сб.: Блоковая тектоника и перспективы рудоносности Северо-Запада Русской платформы. – Л: ВСЕГЕИ, 1986. С. 91–103.
5. *Борисов П. А.* Карельские шунгиты. – Петрозаводск: Госиздат КФСР, 1956. 92 с.
6. *Гаранин В. К. и др.* Алмазы и алмазоносность кимберлитов различных петрохимических типов (на примере месторождений России) // Минералогия во всем пространстве сего слова: проблемы укрепления минерально-сырьевой базы и рационального использования минерального сырья. Мат-лы Годичного собрания Российского минералогического общества (СПб, 7–9 октября 2014 г. – СПб, 2014. С. 186–188.
7. Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. К. О. Кратц. – М.: Госгеолтехиздат, 1960. 740 с.
8. *Герман К. Э., Демидов И. Н., Колканен А. М. и др.* Палеоэкологическая обстановка в голоцене и освоение древним человеком побережья залива Вожмариха на юге Заонежского полуострова // Кижский вестник. № 6, 2001. URL: <http://kizhi.karelia.ru/library/vestnik-6/273.html>.
9. Гидрогеология СССР. Т. XXVII. Мурманская область и Карельская АССР / Ред. И. К. Зайцев. – М.: Недра, 1971. 295 с.
10. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. Т. 1, 2 / Ред. А. И. Морозова. – М.: ГЕОС, 2010. 408 с.
11. *Голубев А. И., Трофимов Н. Н., Лавров М. М.* Геология и минерагения Онежского рудного района (Южная Карелия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения Северо-Запада России. – Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2007. С. 89–94.
12. *Голубев А. И., Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В.* Связь углеродонакопления с основным вулканизмом в палеопротерозое Карелии (ятулийско-людиковый переход) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 73–79.
13. *Горлов В. И.* Онежские шунгиты (геология, генезис, прогнозная оценка). Дисс. на соиск. уч. степ. к. г.-м. н. – Петрозаводск: Институт геологии КарФАН СССР, 1984. 226 с.
14. *Демидов И. Н.* О максимальной стадии развития Онежского приледникового озера, изменениях его уровня и гляциоизостатическом поднятии побережий в позднеледниковье // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 171–178.
15. Единые требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра комплектов цифровых материалов листов Государственных геологических карт масштабов 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Вып. 1.2 / Ред. А. Ф. Морозов, О. В. Петров. – СПб: ВСЕГЕИ, 2013. 208 с.
16. *Елина Г. А., Филимонова Л. В.* Этапы развития растительности и климата в восточном Заонежье в позднеледниковье–голоцене // Острова Кижского архипелага. Биогеографическая характеристика. Тр. Карельского научного центра РАН. Серия Биогеография Карелии. Вып. 1. – Петрозаводск, 1999. С. 21–27.
17. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 / Ред. А. С. Киреев и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 1995. 244 с.
18. *Каргин А. В.* Палеопротерозойские метакимберлиты Кимозера: реставрация литофациальных разновидностей и их петрохимические особенности // 2-я научная молодежная школа-конференция «Новое в познании процессов рудообразования» (Москва, ИГЕМ РАН, 11–13 декабря 2012 г.). – М., 2012. С. 100–102.
19. Каталог археологических памятников окрестностей острова Кижы // Официальный сайт музея-заповедника «Кижы». URL: <http://www.kizhi.karelia.ru>.
20. *Колодяжный С. Ю.* Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. – М., 2006, 334 с.
21. *Куликова В. В.* Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита / В. В. Куликова. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 256 с.

22. *Маракушев А. А., Безмен Н. И.* Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. – М.: Недра, 1992. 317 с.
23. *Медведев П. В., Макарихин В. В.* Строматолитовые постройки в разрезе туломозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2010. С. 144–148.
24. Металлогения Карелии / Отв. ред. С. И. Рыбаков, А. И. Голубев. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
25. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. / Отв. ред. В. Р. Вербицкий, М. А. Шишкин. – СПб: ВСЕГЕИ, 2010. 164 с.
26. *Неелов А. Н.* Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. – Л.: Наука, 1980. 100 с.
27. Онежская палеопротерозойская структура: геология, тектоника, глубинное строение и минералогия / З. Л. Афанасьева, А. М. Ахмедов, Е. С. Богомолов, Л. В. Глушанин. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
28. Палеолимнология Онежского озера / Ред. Г. Г. Мартинсон, Н. Н. Давыдов. – Л.: Наука, 1976. 201 с.
29. *Перчук А. Л., Сафонов О. Г., Плечов П. Ю.* Введение в петрологию. – М.: ИНФРА-М, 2014. 130 с.
30. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 3-е, испр. и доп. / Ред. О. А. Богатиков. – СПб: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
31. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования / В. Н. Устинов, А. К. Загайный, К. Б. Смит и др. // Геология и геофизика. № 9, 2009. С. 963–971.
32. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. – СПб: Наука, 2005. 711 с.
33. *Семенович Н.И.* Донные отложения Онежского озера / Н. И. Семенович. – Л.: Наука, 1973. 104 с.
34. Стратиграфический кодекс России. Изд. 3-е / А. И. Жамойда и др. – СПб: ВСЕГЕИ, 2006. 96 с.
35. Требования к составу, структуре и форматам представления в НРС Роснедра цифровых материалов по листам Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. (2-я ред.) / Ред. М. А. Шишкин. – СПб: ВСЕГЕИ, 2010. 195 с.
36. *Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Смирнова Н. К.* Особенности морфологии и перспективы рудоносности Пудожгорского интрузива // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 68–74.
37. *Филиппов М. М.* Шунгиты Карелии: современный взгляд на природу месторождений и их прогнозные запасы // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 5. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2003. С. 22–33.
38. *Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е.* Геолого-геофизические признаки купольных шунгитоносных структур, перекрытых коренными породами // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. С. 111–120.
39. *Филиппов Н. Б., Трофимов Н. Н., Голубев А. И. и др.* Новые геохронологические данные по Койкарско-Святоволоцкому и Пудожгорскому габродolerитовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. – Петрозаводск, 2007. С. 49–68.
40. *Филиппов М. М.* Антраксолиты. – СПб: ФГУП «ВНИГРИ», 2013. 296 с.
41. *Шаров Н. В.* Глубинное строение Онежской палеопротерозойской структуры по геолого-геофизическим данным // Геодинамика. № 1(12). – Львов, 2012. С. 126–135.
42. *Шелехова Т. С.* Геоморфологические условия и четвертичные отложения // Сельговые ландшафты Заонежского полуострова: природные особенности, история освоения и сохранение. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. С. 37–46.
43. *Kulikov V. S. Ernst R.* The Vetreny Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5–2.4 Ga Sumian large igneous provinces // Precambrian Research. Vol. 183(3), 2010. P. 589–601.
44. *Saarnisto M., Saarinen T.* Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselka End Moraines. Global and Planetary Change. Vol. 31, 2001. P. 387–405.

Фондовая

45. *Алексеева В. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист Р-36-ХVIII с картой полезных ископаемых. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1959. Инв. № 16260.
46. *Анохин В. М.* Информационный отчет по фактически выполненным работам ГСШ-200 на акватории Онежского озера по объектам «Онежский» и «Центрально-Онежский». – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1996. Инв. № 26639.
47. *Белюсова М. И.* Отчет о поисках кирпичных глин на восточном побережье Онежского озера в 1952–1953 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1953. Инв. № 12341.
48. *Бискэ Г. С.* Геолого-геоморфологическое строение побережья Онежского озера (КАССР). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1967. Инв. № 20014.
49. *Гайс Л. И.* Отчет о поисково-разведочных работах на кирпичные глины, проведенных на Великогубском месторождении в Медвежьегорском р-не КАССР в 1960 г. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1961. Инв. № 16807.
50. *Ганин В. А.* Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса, среднемасштабного глубинного геологического картирования второго яруса и общих поисков никеля в пределах Бураковского и Аганозерского массива и его обрамления на площади 2 000 км² в Пудожском районе КАССР за 1984–1989 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1989. Инв. № 25980.
51. *Ганин В. А., Логинов В. Н., Гриневиц Н. Г. и др.* Отчет о результатах глубинного геологического картирования (ГТК) масштаба 1 : 50 000 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромо-

вых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской структуры и ее обрамления на площади 430 км² (листы Р-37-61-Б-б; Г-а, б, г; -62-А-а, в; -62-В-а) в Пудожском районе Республики Карелия за 1990–1995 гг. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1995. Инв. № 250.

52. *Ганин В. А., Дегтярев Н. К. и др.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ в пределах Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления на площади 1 260 км² в Пудожском районе Республики Карелия. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 2005. Инв. № 3421.

53. *Гезин А. Е., Суханов В. А., Коган Е. Л.* Отчет о результатах работ Прионежской проверочной партии за 1967 г. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1967. Инв. № 1946.

54. *Голованов Ю. Б.* О результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 первого яруса с общими поисками и среднемасштабного глубинного геологического картирования второго яруса в пределах северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления на площади 17(3)00 км² за 1988–1994 гг. (листы Р-36-46-А, Б, В, Г и Р-36-47-А, Б, В, Г). – ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1994. Инв. № 26506.

55. *Голованов Ю. Б., Матницкая Т. Э.* Геологическое строение и полезные ископаемые северо-восточного крыла Онежской структуры и ее обрамления. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1994. Инв. № 26506.

56. *Голубовский М. Б.* Отчет о геолого-экологических исследованиях, проведенных партией № 1410 на территории листа Р-36. Составление геоэкологической карты масштаба 1 : 1 000 000. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1998. Инв. № 26830.

57. *Горлов В. И.* Разработка технологии и геологическое изучение шунгитовых пород, как комплексного сырья. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1967. Инв. № 20353.

58. *Григорьева Л. В., Ильин В. И. и др.* Выделение перспективных площадей для поисков промышленного уранового оруднения в активизированных раннепротерозойских прогибах Южной Карелии (Ладожский и Онежский синклиналии). – Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ», 1980. Инв. № 17360.

59. *Григорьева Л. В.* Прогнозирование промышленных урановых месторождений и выделение локальных площадей для детальных поисков в пределах Онежского прогиба на основе составления прогнозной на уран карты масштаба 1 : 50 000 за 1981–1983 гг. – Фонды ФГУП «ВСЕГЕИ», 1983. Инв. № 6260.

60. *Громова З. Т., Южанова В. В.* Отчет о структурно-поисковом бурении на гематит в Кондопожском, Петровском и Медвежьегорском районах КФСР и поисковых работах на медь в Медвежьегорском районе КФСР. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1954. Инв. № 12842.

61. *Гусев О. Н.* Оценка состояния и перспективы развития минерально-сырьевой базы торфа и сапропеля на Северо-Западе РФ (Республика Карелия). – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2000. Инв. № 580.

62. *Еселев Я. Х., Солодкая Р. И., Егорова Н. А.* Отчет о результатах геологоразведочных работ на Пудожгорском месторождении титаномагнетитов и геолого-поисковых работ на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожгорском районах КФСР за 1950–1951 гг. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1952. Инв. № 2394.

63. *Ефимов А. В.* Производство опережающей аэромагнитной съемки масштаба 1 : 50 000–1 : 100 000 на акватории Онежского озера и прилегающей территории суши // Обеспечение геофизической основой геолого-съемочных работ масштаба 1 : 200 000–1 : 500 000 (ГДП-200, ГСП-500) в пределах акватории Онежского озера и его обрамления. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2000. Инв. № 27000.

64. *Житникова И. А.* ГДП-200 листа Р-36-ХII (Северо-Онежская площадь). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2011. Инв. № 28124.

65. *Клокова А. В.* Отчет о геологосъемочных работах в Заонежском районе КФСР за 1949–1950 гг. (Заонежская геологосъемочная партия). – СЗГУ ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1950. Инв. № 9582.

66. *Корсакова М. А.* Легенда Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1998. № 26760.

67. *Корсакова М. А.* Информационный отчет по теме: Совершенствование легенды Карельской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2002. Инв. № 27154.

68. *Кузьмин Ю. В., Кузьмина Г. В., Ярцев В. М.* Отчет о результатах проведения аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 50 000 Волдозерского блока и его обрамления на площади 11 000 км² в пределах листов Р-36-47, 48, -60-А, Б, Г, -72-Б, Г, -84-Б; Р-37-37, 49, 50, 51, 61, 62, 63, -73-А, Б, -74-А, Б, -75-А, Б, -76-А, -77-В. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1984. Инв. № 24557.

69. *Купряков С. В.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на шунгитосодержащие породы, проведенных на Загогинском и Фоймогубском участках. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1974. Инв. № 22361.

70. *Купряков С. В.* Отчет о результатах проведения поисково-оценочных работ на флангах Загогинского месторождения шунгитовых пород. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1980. Инв. № 23660.

71. *Купряков С. В.* Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–1988 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1988. Инв. № 25770.

72. *Лавров Б. С.* Отчет о результатах работ по составлению опорных стратиграфических разрезов нижнепротерозойских образований в пределах Онежской структуры (листы Р-36-Х, XI, XII, XVI, XVII, XVIII), проведенных в 1989–1999 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1999. Инв. № 26911.

73. *Левин Г. М., Любавин Л. М., Мурова Э. В.* Отчет о результатах работ Карельской и Бураковской аэроэлектроразведочных партий ВМП за 1966–1967 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1968. Инв. № 20338.

74. *Левин Г. Н.* Отчет о результатах работ Карельской электроразведочной партии за 1973 г. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1974. Инв. № 72474.

75. *Легкова В. Г.* Геоморфологическая карта Северо-Запада РФ масштаба 1 : 500 000. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1983. Инв. № 26405.

76. *Легкова В. Г.* Карта четвертичных отложений Северо-Запада РФ масштаба 1 : 500 000. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1984. Инв. № 26524.

77. *Леонтьев А. Г.* Составление регистрационной карты золотоносности Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 с кадастрами месторождений, рудопроявлений, пунктов минерализации и площадных геохимических аномалий (участков), перспективных на золото. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1997. Инв. № 26764.
78. *Леонтьев А. Г.* Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия масштаба 1 : 500 000 (ГУП Карельская ГЭ). – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2003. Инв. № 743.
79. *Леонтьев А. Г.* Составление прогнозной карты общераспространенных полезных ископаемых масштаба 1 : 200 000, Западного Прионежья (Прионежский, Пряжинский, Медвежьегорский и Кондопожский районы Республики Карелия) и разработка рекомендаций по их изучению и освоению. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2007. Инв. № 3650.
80. *Логинов В. И. и др.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на металлы платиновой группы в пределах западной части Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления (Авдеевская площадь) (Республика Карелия). Кн. 1, 2. – Росгеолфонд, 2008. Инв. № 494434.
81. *Лукашов А. Д.* Строение и формирование моренных покровов КАССР. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1983. Инв. № 24629.
82. *Лукашов А. Д.* Влияние ложа и динамики последнего оледенения на формирование основных морфогенетических комплексов Карелии. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1986. Инв. № 25243.
83. *Макарьев А. А.* Геологическая съемка масштаба 1 : 500 000 дна Онежского озера (объект «Онежский озерный»). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2002. Инв. № 27188.
84. *Михайлов В. П.* Отчет о результатах детальной разведки Юго-Восточной (Максовской) залежи Зажонгинского месторождения шунгитовых пород за 1982–1985 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1985. Инв. № 24940.
85. *Михайлюк Е. М.* Отчет о геологосъемочных работах Южно-Петрозаводской партии в Прионежском и Кондопожском р-нах КФССР за 1949–1950 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1950. Инв. № 9578.
86. *Михайлюк Е. М.* Составление сводной геологической карты масштаба 1 : 200 000 Онежской структуры. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1988. Инв. № 25688.
87. *Морозов В. В.* Отчет о детальных геологоразведочных работах, проведенных в 1961 г. на песчано-гравийном месторождении островов Сал и Карелы в Медвежьегорском р-на КАССР. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1962. Инв. № 17684.
88. *Новиков Ю. Н.* Отчет по Геолзаданию № 32-22: О результатах поисков промышленных урановых месторождений на территории Онежского прогиба. – Росгеолфонд, 1995. Инв. № 16388.
89. *Пахтель И. А., Корсаков В. Н., Кулинич А. В.* Отчет о результатах работ Онежской партии за 1967 г. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1968. Инв. № 20228.
90. *Петров Ю. В.* Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 по оценке ураноносности Заонежской площади Онежского прогиба за 1978–1981 гг. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1982. Инв. № 2544.
91. *Петров Ю. В.* Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 по оценке перспектив ураноносности северо-восточной части Онежского прогиба за 1981–1983 гг. (Геолздание № 32-8). – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1984. Инв. № 2540.
92. *Петров Ю. В.* Отчет по Геолзаданию № 32-11: Результаты поисков бурением промышленных месторождений урана в пределах Святухинско-Космозерской зоны складчато-разрывных дислокаций за 1983–1985 гг. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1986. Инв. № 2542.
93. *Петров Ю. В.* Отчет по Геолзаданию № 32-13: Результаты прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 и крупнее по оценке перспектив ураноносности Кумсинской и Нижне-Уницкой площадей Тамбичской зоны складчато-разрывных дислокаций за 1983–1985 гг. – Росгеолфонд, 1986. Инв. № 17668.
94. *Петров Ю. В.* Результаты поисковых работ масштаба 1 : 10 000, проведенных в 1985–1987 гг. в пределах Тамбичкой, Кузарандовской, Нулицкой и Пигмозерской зон складчато-разрывных дислокаций по Геолзаданию № 32-15. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1988. Инв. № 2536.
95. *Петров Ю. В.* Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 и крупнее по оценке перспектив рудоносности Кумчозерско-Остерозерской, Кумсинской, Комлевской и Челмужской площадей по Геолзаданиям № 32-16 и 311 за 1986–1990 гг. (Центрально-Карельской партия, инв. № 32; ОМЭ ВСЕГЕИ, инв. № 8). – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1990. Инв. № 2537.
96. *Петров Ю. В.* Геологическое строение и рудоносность Заонежского полуострова и прилегающих территорий (Отчет Центрально-Карельской экспедиции № 32 о результатах поисковых (масштаба 1 : 10 000) и поисково-оценочных работ, проведенных в 1988–1990 гг. на Заонежской и Уницкой площадях по Геолзаданиям № 32-18 и 32-19). – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1991. Инв. № 2543.
97. *Планкевич Г. В.* Отчет о поисково-разведочных работах на гравийно-песчаные материалы в Медвежьегорском и Пудожском районах КАССР. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1963. № 18491.
98. *Плисов А. А., Сапожникова П. С., Ганжарова С. Н.* Ревизионно-опробовательское обследование среднепротерозойских отложений Карелии с целью выявления участков, перспективных на стратиформное медно-полиметаллическое оруденение. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 1977. Инв. № 2992.
99. *Подкопаев Б. А.* Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000, проведенных на Заонежском полуострове в 1966–1969 гг. (Великогубская и Кузарандовская партии). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1970. Инв. № 21162.
100. *Попов В. Е., Зуева В. П., Асаткин В. Б.* Прогнозно-металлогеническое и геолого-экономическое обоснование направления региональных геологоразведочных (геологосъемочных и поисковых) работ в Карело-Кольском регионе на важнейшие типы полезных ископаемых (на XI пятилетку и на перспективу). – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1980. Инв. № 1399.

101. *Поротова Г. А., Михайлюк Е. М.* Отчет о поисково-съёмочных работах на восточном побережье Онежского озера в Медвежьегорском и Пудожском районах. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1951. Инв. № 9590.
102. *Путинцева Е. В.* Геолого-минералогическое картирование масштаба 1 : 500 000 на алмазы листов Р-35, Р-36, Р-37, Q-35, Q-36-В, Г (Восточный склон Балтийского щита и его сочленение с Русской плитой). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2007. Инв. № 27602.
103. *Рудой А. С.* ГДП-200 листа Р-36-ХVIII (Заонежская площадь). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2016.
104. *Савицкий А. В.* Информационный отчет о результатах НИР по теме № 318 ВСЕГЕИ в Онежском районе в 1993 г. – Фонды ВСЕГЕИ, 1993.
105. *Савицкий А. В.* Отчет по теме № 318: Оценить перспективы промышленной платиноносности углеродных формаций Прионежского района. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1996. Инв. № 468.
106. *Самойленко Ю. А.* Отчет о результатах предварительной разведки месторождения Средняя Падма с подсчетом запасов пентоксида ванадия и попутных компонентов по категориям С₁ и С₂. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1994. Инв. № 239.
107. *Сиваев В. В. и др.* Отчет по геологосъёмочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенных в Кондопожском и Медвежьегорском районах КАССР в 1969–1971 гг. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1972. Инв. № 1688.
108. *Соловьев В. Л., Плисов А. А., Потапова Л. Н. и др.* Отчет о результатах комплексных геохимических и геофизических поисков в северной части Онежской мульды и в Водлозерской мульде (Онежский объект). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1979. Инв. № 23463.
109. *Тарасенков А. М.* Ревизия и оценка медно-полиметаллического оруденения в Северо-Западном Прионежье и медно-золотого оруденения Центральной Карелии. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1979. Инв. № 23512.
110. *Трофимов Н. Н.* Оценка пригодности вскрышных пород Пудожгорского месторождения в качестве строительного камня для производства щебня с подсчетом запасов по категориям С₁+С₂. – Карельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2005. Инв. № 927.
111. *Ушков В. В.* Отчет о результатах общих поисков алмазов на территории Республики Карелия в 1992–1999 гг. – Карельский филиал ФГУ «ТФГИ по СЗФО», 2000. Инв. № 543.
112. *Ушков В. В.* Отчет о результатах поисков алмазов на территории Республики Карелия в 1992–2004 гг. – Росгеолфонд, 2005. Инв. № 484499.
113. *Ушков В. В.* Отчет о результатах поисков алмазов на территории Республики Карелия в 2006–2009 гг. – Росгеолфонд, 2009. Инв. № 495969.
114. *Феоктистов В. П.* Отчет о НИР по Госконтракту № АМ-02-43/6 от 06.04.2006 г. по базовому проекту № 7.4-13/06: Создать металлогеническую карту на территорию российской части Феноскандинавского щита. – Росгеолфонд, 2007. Инв. № 487095.
115. *Чекушин В. А.* Геохимическое картирование севера Европейской территории России в рамках Международной программы «Экогеохимия Баренцева региона» и проведение опережающего этапа составления геохимических основ Госгеолкарты-1000/3 на листы Р-35,36. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2004. Инв. № 27372.
116. *Чечель Э. К., Миронов В. Д., Шаблинский Г. Н.* Отчет о работе Карельской гравиметрической партии за 1963 г. (КАССР). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1964. Инв. № 18813.
117. *Шипота А. П.* Отчет о результатах прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 50 000 по оценке перспектив рудоносности Заонежской площади Онежского прогиба за 1978–1981 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1982. Инв. № 24114.
118. *Шипота А. П., Половинкин А. Я., Шугинов А. Н.* Отчет о результатах гравиметрических работ, проведенных в 1981–1982 гг. в восточной части Онежского прогиба (Геолздание № 32-12). – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1983. Инв. № 24337.
119. *Юдин С. Н.* Информационный отчет по геологическому доизучению, гидрогеологической съемке и доизучению, эколого-геологическим исследованиям и картографированию масштаба 1 : 200 000, подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 центральной части Онежской структуры и ее обрамления на площади 11 550 км² (листы Р-36-ХVI–ХVIII), проведенным в 1992–2001 гг. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 2002. Инв. № 27132.
120. *Ядута В. А., Дударева Г. А.* Отчет разработка и внедрение комплекса методов геоморфологических исследований при ГСР-50 и -200, применительно к территории деятельности СЗГПИ. – ФБУ «ТФГИ по СЗФО», 1995. Инв. № 26406.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Торф</i>					
II-1	20	Саранджа-Замошье		[73]	Резерв
II-1	21	Теребное		[73]	Резерв
II-2	14	Залебязье		[73]	Резерв
II-2	15	Мядгкоямское		[73]	Резерв
II-2	16	Падем-Мох		[73]	Резерв
II-2	17	Керацкое		[73]	Резерв
III-1	18	Космозерское		[73]	Резерв
III-1	19	Заонежское		[73]	Резерв
III-4	17	Кобылий мох		[73]	Резерв
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо, титан</i>					
III-4	9	Пудожгорское	К	[80]	Резерв
<i>Ванадий, уран</i>					
II-2	9	Средняя Падма	К	[110, 124]	Резерв
II-2	10	Весеннее	К	[110, 124]	Резерв
II-2	13	Верхняя Падма	К	[110, 124]	Резерв
III-1	10	Космозеро	К	[110, 124]	Резерв
III-2	2	Царевское	К	[110, 124]	Резерв
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Горнотехническое сырье					
<i>Шунгит</i>					
II-2	3	Забогинское, Максовская залежь	К	[97]	Эксплуатируемое
II-2	5	Забогинское, уч. Забогинский	К	[80]	Эксплуатируемое
Драгоценные и поделочные камни					
<i>Лидит</i>					
II-2	2	Тетюгинское	К	[139]	Резерв
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Кислые интрузивные породы (гранит)</i>					
III-4	11	Пудожгорское	К	[65]	Резерв
III-4	15	Сиверское	К	[139]	Утратило пром. знач.
IV-3	2	Орвогубское	К	[139]	Утратило пром. знач.
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Доломит</i>					
II-3	2	Кузарандовское	К	[115]	Утратило пром. знач.
IV-2	1	Оленеостровское	К	[139]	Утратило пром. знач.
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
II-4	4	Нярское		[139]	Утратило пром. знач.
III-1	20	Великогубское		[61]	Утратило пром. знач.
III-4	16	Шурово		[139]	Утратило пром. знач.
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчано-гравийный материал</i>					
I-2	2	Возрицы		[113]	Законсервировано
I-2	4	Салостровское		[100]	Утратило пром. знач.
I-3	7	69 км		[113]	Резерв
II-4	2	Филиппа		[113]	Утратило пром. знач.
II-4	3	Пяльма		[113]	Утратило пром. знач.
III-4	18	Туба		[113]	Утратило пром. знач.
III-4	19	Щучье		[113]	Резерв
<i>Песок строительный</i>					
I-3	6	Немино		[113]	Резерв

Окончание прил. 1

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное)	№ по списку использованной литературы	Примечание, состоя- ние эксплуатации
Прочие ископаемые					
<i>Глины красочные и другие минеральные краски</i>					
П-4	5	Ново-Поселковское		[100]	Резерв

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, аэрогамма-спектрометрических аномалий (АА), магнитных (МА) и гравиметрических (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения и на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо, титан</i>				
II-1	9	Падминский (обн. 3773)	[115]	ПМ. Магнетит распределен в породе в виде вкрапленности, содержание магнетита достигает 80% от общего объема породы. Содержание Fe ₂ O ₃ +FeO - 17%, TiO ₂ - 1,93%
II-1	15	Космозерский (скв. 53)	[115]	ПМ. Вкрапленность магнетита по общей массе породы - от 30 до 80%, содержание Fe ₂ O ₃ +FeO - от 15,56 до 19,22%, TiO ₂ - 1,46-3,2%
III-1	14	Великогубский (скв. 2)	[115]	ПМ. Вкрапленность магнетита по общей массе породы - до 70%. Содержание Fe ₂ O ₃ - 14,19%, FeO - 5,18%, титана - 2,3%
III-4	7	Прибрежный Ванадий*	[74]	ПМ. Прослой густой вкрапленности титаномагнетита в габбродолеритах, содержание железа - от 22,2 до 22,44%, TiO ₂ - от 5,1 до 5,55%, V ₂ O ₅ - от 0,31 до 0,33%
IV-4	5	Онежское (скв. 128) Ванадий*	[64]	П. 1 рудный горизонт ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов в интервале от 45 до 80 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 12,1%, TiO ₂ - 1,74%, V ₂ O ₅ - 0,18%
IV-4	7	Онежское (скв. 129) Ванадий*	[64]	П. 1 рудный горизонт ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов в интервале от 180 до 219 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 11,9%, TiO ₂ - 1,6%, V ₂ O ₅ - 0,2%. 2 рудный горизонт в интервале от 50 до 118 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 10,4%, TiO ₂ - 1,64%, V ₂ O ₅ - 0,12%
IV-4	8	Онежское (скв. 131) Ванадий*	[64]	П. 1 рудный горизонт ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов в интервале от 180 до 194 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 11,1%, TiO ₂ - 1,4%, V ₂ O ₅ - 0,16%. 2 рудный горизонт в интервале от 50 до 110 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 11,6%, TiO ₂ - 1,7%, V ₂ O ₅ - 0,17%
IV-4	9	Онежское (скв. 132) Ванадий*	[64]	П. 1 рудный горизонт ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов в интервале от 140 до 157 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 11,7%, TiO ₂ - 1,22%, V ₂ O ₅ - 0,17%. 2 рудный горизонт в интервале от 50 до 105 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 10,6%, TiO ₂ - 1,06%, V ₂ O ₅ - 0,19%
IV-4	10	Онежское (скв. 133) Ванадий*	[64]	П. 1 рудный горизонт ванадиеносных титаномагнетитовых габброноритов в интервале от 50 до 86 м. Среднее содержание Fe _{вал.} - 10,8%, TiO ₂ - 1,2%, V ₂ O ₅ - 0,19%
<i>Титан, ванадий</i>				
IV-4	6	Бураковский	[62]	ПМ. Горизонты габброноритов с титаномагнетитом, магнетитом, ильменотитаномагнетитом. Содержание титана - 3%, ванадия - от 0,05 до 0,08%, меди - от 0,04 до 0,08%
<i>Ванадий, уран, молибден</i>				
III-1	5	Северо-Космозерское Медь*	[108]	П. Приурочено к слабо альбитизированным алевролитам заонежской свиты на контакте с доломитами туломозерской свиты. Содержание ванадия - 0,2%, урана - 0,078%, меди - 0,05%, молибдена - 0,015%

* Сопутствующие элементы.

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
III-1	8	Восточно-Космозерское (скв. 231)	[120]	ПМ. Перепробована скважина 231 (Петров 1978), на глубине 72,5 м в шунгитоносной породе повышенные содержания ванадия (0,1%), молибдена (0,01%), цинка (0,24%), никеля (0,055%)
III-1	11	Южно-Космозерское Медь* Серебро*	[108]	П. Приурочено к интенсивно измененным алевролитам заонежской свиты на контакте с доломитами туломозерской свиты, имеет линзовидный и гнездовый характер. Содержание V ₂ O ₅ - 0,15-2%, урана - 0,17-0,179%, меди - 0,03%, серебра - 20·10 ⁻⁶ %
III-1	16	Великая Губа	[110]	П. Зона милонитизации с дроблением и брекчированием на контакте измененных алевролитов заонежской свиты с доломитами туломозерской свиты. 2 линзовидных пологозалегающих рудных тела. Уран-ванадаты двух генераций: 1) с настураном, сульфидами, окислами ванадия; 2) с окисленными и переотложенными минералами. Содержание V ₂ O ₅ - 0,2-1,5%, U - от 0,03 до 2,15%, Mo - 0,03%, Cu - 0,05%
III-1	17	Яндомозеро	[108]	П. Обломки цементированных слюдой доломитов, уран-ванадиты в виде линз в цементе. Содержание ванадия - 7%, урана - 0,01-0,044%
III-2	3	Нулица	[112]	П. Оруденение стратиформное, обобщенная мощность - от 15 до 90 м, протяженность - 1-1,2 км. Содержание урана - от 0,01 до 0,049%, ванадия - 2,3%, марганца - 1-3%, молибдена - 0,005-0,01%, свинца - 0,03-0,06%, никеля - 0,5%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-1	2	Рудник Марково Поле	[115]	ПМ. Халькопирит и пирит в кварцевой жиле. Содержания меди - 1%
I-1	3	Берег оз. Падмозеро (скв. 3846) Цинк* Кобальт* Серебро*	[112]	ПМ. Оруденение представлено прожилками сульфид-хлорит-слюдистого состава в сланцах заонежской свиты. Сульфиды: халькопирит, сфалерит, пирит. Содержание меди - 1%, цинка - 0,1%, кобальта - 0,1%, серебра - 5 г/т
II-1	1	Тявзия (скв. 12) Свинец* Цинк*	[115]	ПМ. Аномальные содержания в брекчиях по сланцам и доломитам в заонежской свите, цемент кварц-карбонат-пиритовый и пирит-кварц-доломитовый. Халькопирит по общей массе породы в виде тонкой вкрапленности, по прожилкам и цементу брекчий - кристаллы до 2 мм и гнездообразные обособления. Содержание меди - 0,18-1%, свинца - 0,1%, цинка - 0,5%, кобальта - 0,048%
II-1	2	Рудник Гижозерский Никель*	[115]	П. Оруденение развивается по трещинам отдельности и плоскостям слоистости. Ценными минералами являются самородная медь и малахит, минерал-спутник пирит. Содержание меди - 0,3-1,01%, никеля - 0,4%, кроме того в штучных пробах определены кобальт - 0,003-0,006% и золото - 0,01 г/т
II-1	3	Рудник Лещево	[115]	ПМ. Самородная медь, малахит. Содержание меди - 0,01%
II-1	4	Участок Падмозерский	[115]	ПМ. Халькопирит в виде налетов, прожилков и вкрапленности в рудовмещающих долеритах - до 10%. Содержания меди - 0,3%, кобальта - 0,01%, никеля - 0,03%
II-1	5	Рудник Чургубский	[115]	ПМ. Рудные минералы (медная зелень, халькопирит и другие сульфиды) развиты по плоскостям трещин в сланцах суйсарской свиты. Содержания меди - 0,95-1%, кобальт - 0,01%, никель - 0,04%
II-1	6	Успенский рудник	[115]	П. На контакте габбродолеритов и сланцев суйсарской свиты по трещинам развит малахит и самородная медь. Содержание меди - 0,03-0,53%, кобальта - 0,004-0,3%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-1	7	Фоймогуба (скв. 11) Цинк* Никель* Кобальт*	[115]	ПМ. Прожилки кварц-карбонат-сульфидного состава (до 10 см мощностью) развиваются по сланцеватости и по секущим трещинам. Халькопирит в виде тонкой вкрапленности по общей массе пород, в прожилках - мелкокристаллический и миндалевидный. Содержание меди - 0,1-0,15%, цинка - 0,3-1%, кобальта - 0,05%, никеля - 0,5%, золота - 0,04-0,1 г/т
II-1	8	Рудник Кондозерский	[115]	ПМ. Медная зелень в виде гнезд в зоне контакта долеритов и сланцев заонежской свиты, по прожилкам развит кальцит и сульфиды. Содержание меди - 0,03-0,08%, кобальта - 0,003-0,006%, никеля - 0,003-0,02%
II-1	11	Обн. 303300	[120]	ПМ. В долеритах сульфидная вкрапленность. Содержание меди - 0,104%, ванадия - 0,07%
II-2	4	Рудник Лебедевский	[115]	ПМ. Пирит и халькопирит в виде мелкой вкрапленности и линзовидных скоплений размером до 10x5 см в сланцах заонежской свиты. В диабазовых они вместе с кварцем выполняют миндалины 0,5-1,5 см в диаметре. Содержание меди - 0,056-0,1%, кобальта - 0,01%, ванадия - 0,1%, серы - 3,42-10%
II-2	11	Медные Ямы Никель*	[115]	П. Сульфидизированные габбродолериты (халькопирит и халькозин в сростании с пиритом, малахит). Содержание меди - 0,012-5,2%, среднее - 1,12%, никеля - 0,88%
II-3	3	Участок Кузаранда (обн. 630) Кобальт*	[115]	ПМ. По сланцеватости развиваются прожилки кварц-кальцитовые с халькопиритом и кобальтосодержащим пиритом, распределение пирита неравномерное - от нескольких % до прожилковых колчеданных руд. Содержания меди - до 3,28%, кобальта - 0,01-0,017%, марганца - 0,35%, никеля - 0,05%, серы - от 10,18 до 21,4%
III-1	13	Больничный (скв. N1) Никель* Кобальт*	[115]	ПМ. Тонкая сульфидная вкрапленность (до 60-70%) халькопирита в долеритах, прожилки и примазки по трещинам в туффитах заонежской свиты. Содержание меди - 0,02-0,13%, кобальта - 0,003-0,044%, никеля - 0,04-0,1%
III-3	1	Участок Кузарандовский (к-193+обн. 649) Кобальт*	[115]	ПМ. В сланцах заонежской свиты линзообразные и гнездовые обособления кобальтосодержащего пирита, оруденение не равномерно, пирит развивается по сланцеватости. Содержание меди - 0,24%, кобальта - 0,33%, никеля - 0,03%, Fe _{вал.} - 40,42%, S _{вал.} - 43,25%, SO ₃ - 0,54%, S _{сульф.} - 42,66%
III-3	2	Тамбица (скв. 3916)	[110]	ПМ. Зона брекчирования в сланцах заонежской свиты. Содержание меди - 1%, кобальта - 0,016%, висмута - 0,005%, серебра - 0,5 г/т
<i>Свинец</i>				
II-1	17	оз. Керецкое (скв. 5229) Цинк* Медь* Серебро*	[112]	ПМ. Кварцево-сульфидная жила. Содержание свинца - 0,15%, цинка - 1%, меди - 2%, серебра - 20 г/т
II-1	18	Великая Нива Молибден* Никель*	[121]	ПМ. Горизонт сплошных колчеданных руд мощностью около 9 м тонкослоистой текстуры, залегающий параллельно слоистости и сланцеватости пород заонежской свиты. Содержание свинца - 0,03%, меди - 0,03%, молибдена - 0,08%, никеля - 0,06%
II-2	7	оз. Фёдкино (скв. 3011) Цинк* Медь* Серебро*	[112]	ПМ. Порода пирит-доломит жильная. Содержание свинца - 0,092%, цинка - 0,5-1%, меди - 0,1-0,69%, серебра - 4,3 г/т
Благородные металлы				
<i>Платина</i>				
II-1	19	Пургинское	[123]	П. Сульфидсодержащие углеродсодержащие алевриты и пелиты с прослоями доломитов. Содержание платины - 1-2,5 г/т, золота - 2,1 г/т,

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
				серебра - 100 г/т, меди - 0,2%, урана - 0,02%
II-2	6	Толвуйское	[123]	П. Мощность пластов сульфидных скоплений - от 7 до 15 м на глубине 120-210 м. Содержание платины - 0,45 г/т, золота - до 3,5 г/т, серебра - до 6,5 г/т, меди - 1%, урана - 0,02%
III-1	2	Поля	[123]	П. Мощность пластов сульфидных скоплений - от 8 до 12 м на глубине 56-58 м. Содержание платины - 0,18-2,5 г/т, золота - 1,1 г/т, серебра - до 8,6 г/т, урана - 0,01%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Пирит</i>				
I-1	1	Шабалино (обн. 137)	[115]	П. Пирит образует прожилки мощностью до 1,5 см и гнезда неправильной формы. Содержание серы - 20,25%
<i>Барит</i>				
IV-2	2	Южный Олений остров	[115]	П. Барит образует жилы мощностью 20-50 см и гнезда 30-50 см в поперечнике. Содержание барита - 2-5%
Горнотехническое сырье				
<i>Асбест</i>				
I-3	3	Челмужское (скв. 4346)	[111]	П. В интервале 105-112 м асбест выполняет каверны размером 1-10 мм, общее количество - 0,5-3% на мощность 7 м. В интервале 129-172 м (забой) наблюдается непрерывная неравномерная минерализация. В интервалах 129-135, 138-143, 154-163 и 166-172 м содержание асбеста - от 5 до 10-20% на мощность 0,5-2 м. В остальных участках количество асбеста - 0,5-5%
I-3	4	Челмужское (скв. 4344)	[111]	П. Выделения асбеста развиты на всем интервале (42-104,7 м) в количестве от 0,5-1 до 3-5% в отдельных слоях на мощность 1-3 м. В интервалах 48-49, 80-81 и 84,5-86,5 м развиты прожилки, линзы асбеста мощностью до 5-10 мм, общее количество - до 10-15% на мощность 0,3-1 м
I-3	5	Челмужское (скв. 4342)	[111]	П. В интервале 68-114 м послонные и секущие прожилки, гнезда, вкрапленность белого асбеста с карбонатом. Содержание асбеста - в среднем 1-5%. В отдельных слоях достигает 10-15% на мощность 0,1-0,3 м
I-4	2	Челмужское (скв. 4357)	[111]	П. В интервале 73-81 м содержание асбеста (в порах, кавернах) - 1-5% на мощность 8 м. В интервале 81-82,5 м гематит-карбонат-асбестовая жила с примесью бурого глинистого материала. Выделения асбеста ожелезнены, имеют сложную форму, составляют 25-50% материала жилы
I-4	5	Челмужское (скв. 2)	[120]	П. В интервале 31-48,8 м прожилки и линзы асбеста
I-4	7	Челмужское (скв. 4352)	[111]	П. В интервале 112-123 м в буро-серых алевросланцах в пологом юго-западном крыле мелкой складки, у контакта с амфиболитизированными долеритами развиты послонные и секущие прожилки асбеста с карбонатом (мощностью до 5 мм). Общее количество - до 1-2% на мощность 10 м
I-4	9	Челмужское (скв. 4347)	[111]	П. В интервале 22-40 м прожилки и гнезда доломит-асбестового состава. Содержание асбеста - 1-5% на мощность 18 м
<i>Тальк</i>				
III-4	3	Скважины 53, 53а	[62]	П. Оруденение приурочено к пологопадающей зоне (угол 25-30°) гидротермальной переработки карбонатно-глинистых сланцев и доломитов мощностью 11,1 м в интервале 12,3-23,4 м (скв. 53) и 7,3 м в интервале 13,7-21,0 м (скв. 53А), которая сопряжена с зоной брекчирования этих пород. Содержание талька колеблется от 25 до

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
				66% при весьма неравномерном его распределении
<i>Шунгит</i>				
II-1	13	Фоймогуба	[81, 115]	П. В северной части антиклинали и на юго-востоке пласты шунгитов смяты в складки 2 и 3 порядков, кроме того на юго-востоке широкое развитие дизъюнктивных нарушений. Шунгит II-III разновидности содержит 20-75% углерода, шунгиты IV разновидности содержат 5-20% углерода
II-2	12	Крохино (Медные Ямы)	[83, 115]	П. Пласт шунгитовых пород вскрыт скважиной 44 на глубине 9-47,7 м
III-1	1	Керацкое (скв. 10)	[83, 115]	П. Пласты шунгитовых пород вскрыты скважиной 10 и отвечают требованиям к сырью 3 сорта. Среднее содержание углерода - 30,31%
III-1	4	Керацкое (скв. 25)	[83, 115]	П. Пласты шунгитовых пород вскрыты скважиной 25 и отвечают требованиям к сырью 3 сорта. Среднее содержание углерода - 30,31%
III-1	9	Яндомозерское	[115]	П. Полезная толща представлена пластами шунгитов II и III разновидности, угол падения 10-15°, местами - до 30°. Содержание углерода - 21-47%
III-1	12	Великогубское	[115]	П. Полезная толща представлена пластами шунгитов II разновидности, которые залегают моноклиinally, угол падения 10-15°, местами - до 30°
Драгоценные и поделочные камни				
<i>Алмаз</i>				
II-1	14	Кимозерское	[133]	П. Алмаз до 111 знаков, в основном резорбированные октаэдры размером 1-2 мм
<i>Аметист</i>				
IV-1	1	Волкостровское	[115]	П. Аметист в виде друз и щеток в кварцевых жилах и трещинах рудовмещающих пород
Строительные материалы				
<i>Магматические породы</i>				
<i>Кислые интрузивные породы (гранит)</i>				
III-4	5	Габневское	[139]	П. Гранит плагиомиоклиновый розового до серовато-розового цвета, в основной массе мелкозернистый огнейсованный, участками - порфировидный. Отмечается большое количество маломощных пегматитовых жил, связанное с интенсивной трещиноватостью гранитов
III-4	10	Римское	[139]	П. Граниты сильно трещиноватые с жилами пегматита мощностью 2-80 см
III-4	13	Устьтубинское	[139]	П. Граниты микроклин-плагиоклазового и плагиомиоклинового состава розовато-серые среднезернистые до мелкозернистых, секутся большим количеством пегматитовых жил
IV-3	4	Каткасиноволок	[139]	П. Граниты со средней трещиноватостью
IV-3	5	Марнаволоцкое	[139]	П. Граниты интенсивно трещиноватые, содержат ксенолиты биотит-амфиболовых гнейсов, могут быть использованы для производства щебня
<i>Карбонатные породы</i>				
<i>Мраморы</i>				
II-3	4	Кузарандское	[139]	П. Мощность пачки доломитизированных мраморов составляет 130 м, падение на юго-запад 200-240 м под углом 10-35°
<i>Доломит</i>				
II-4	1	Пяльменское	[118]	П. Окварцованные доломиты
III-4	2	Пудога	[62]	П. Доломиты и мраморизированные известняки, вскрыты скважиной 52 в интервалах 1-7 и 57-66 м соответственно
<i>Глинистые породы</i>				
<i>Глины кирпичные</i>				
II-1	23	Падмозерское-глина	[115]	П. Связано с озерно-ледниковыми отложениями. Представлено двумя залежами глин. Глина пригодна для производства кирпича
<i>Обломочные породы</i>				

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
<i>Песчано-гравийный материал</i>				
I-2	5	Климское	[115]	П. Песчано-гравийный материал. Гранулометрический состав отложений неоднороден. Содержание фракции >5мм - от 37 до 54,8%; пески крупные и средние, содержание фракции <0,14 мм - от 9,1 до 20,4%. Количество глинистых и пылеватых частиц - от 2 до 12,4%
II-1	22	Тявзинское	[115]	П. Песчано-гравийный материал. Гранулометрический состав неоднороден, содержание валунов - до 10%, содержание гравия - 50-60%. Содержание фракции >5мм - 79,4%, в том числе фракция 5-10 мм - 20%; 10-40 мм - 45%, 40-70 мм - 15%. Содержание пластинчатых и игольчатых зерен в гравии в целом составляет 37,1%. Количество глинистых и пылеватых частиц в гравии - 1,66%
III-2	4	Типиницкое	[115]	П. Гравийно-песчаный материал. Продуктивные залежи приурочены к озу, протягивающемуся в северо-западном направлении на 17-20 км
<i>Песок строительный</i>				
I-2	3	Челмужская коса	[104]	П. Полезная толща горизонтальнослоистая за счет чередования прослоев и линз песка различного гранулометрического состава мощностью 0,5-1 м и валунно-гравийно-песчаных прослоев такой же мощностью
II-3	5	Остров Хед	[104]	П. Полезная толща субгоризонтальнослоистая за счет чередования прослоев песка различного гранулометрического состава мощностью от нескольких см до 4 м
II-3	6	Остров Иванцев	[104]	П. Пески полезной толщи горизонтальнослоистые, мощность прослоев мелко-грубозернистого песка - 1-30 см
III-1	21	Великогубское-песок	[115]	П. Пески слоистые, мощность прослоев - от 2 до 5 мм. Пески содержат гравий - 5-15%
Прочие ископаемые				
<i>Гипс</i>				
III-4	4	Скважина 55	[62]	П. Вскрыто на глубине 112,1-123,4 м и образует относительно пологопадающее линзообразное тело (угол 40°), выполняющее тектоническую полость на контакте габбро-диабазов и диабазов. Гипс различных оттенков: от чисто-белого до розовато-белого и розовато-вишневого. В качестве примесей в гипсе в незначительных количествах не более 0,5-1% встречается розовый турмалин, пирит
АНОМАЛИИ				
I-2	1			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-10 мкР/ч
I-3	1			МА. Магнитная аномалия 500 нТл
I-3	2			ГА. Гравиметрическая аномалия -0,4 мГал
I-4	1			ГА. Гравиметрическая аномалия -0,4 мГал
I-4	3			ГА. Гравиметрическая аномалия -0,4 мГал
I-4	4			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-10 мкР/ч
I-4	6			МА. Магнитная аномалия 500 нТл
I-4	8			МА. Магнитная аномалия 500 нТл
I-4	10			МА. Магнитная аномалия 300 нТл
I-4	11			МА. Магнитная аномалия 500 нТл
I-4	12			ГА. Гравиметрическая аномалия -0,4 мГал
II-1	10			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-10 мкР/ч

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявлений, пунктов минерализации	№ по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
II-1	12			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-10 мкР/ч
II-1	16			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-8 мкР/ч
II-2	1			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-10 мкР/ч
II-2	8			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-6 мкР/ч
II-3	1			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-8 мкР/ч
III-1	3			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-8 мкР/ч
III-1	6			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-8 мкР/ч
III-1	7			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-10 мкР/ч
III-1	15			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-8 мкР/ч
III-2	1			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-6 мкР/ч
III-4	1			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-14 мкР/ч
III-4	6			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-10 мкР/ч
III-4	8			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-12 мкР/ч
III-4	12			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-12 мкР/ч
III-4	14			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-10 мкР/ч
IV-3	1			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 2-12 мкР/ч
IV-3	3			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-14 мкР/ч
IV-4	1			АА. Содержание урана в почве - $3 \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-12 мкР/ч
IV-4	2			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 6-14 мкР/ч
IV-4	3			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-10 мкР/ч
IV-4	4			АА. Содержание урана в почве - $(3-4) \cdot 10^{-4}\%$, мощность экспозиционной дозы гамма-излучения - 4-12 мкР/ч

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений на площади листа Р-36-ХVIII

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы		ΣC ₁ +C ₂	Прогнозные ресурсы			Данные об апробации	
				C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃		
1	1 Онежская благороднометалльно-уран-ванадиевая минерагеническая область	Уран	3387						0,85 тыс. т*	ВИМС, 2008 г.	
	1.1 Падминский благороднометалльно-уран-ванадиевый рудный район	Ванадий	1457	58,8 тыс. т	273,7 тыс. т	332,5 тыс. т					
		Уран		1,533 тыс. т	9,553 тыс. т	11,086 тыс. т					
		МПП			3,89 т	3,89 т					
	1.1.0.1 Падминское благороднометалльно-уран-ванадиевое рудное поле		58								
	Месторождение Средняя Падма (II-2-9)	Ванадий		58,8 тыс. т	48,9 тыс. т	107,7 тыс. т					
		Уран		1553 т	1513 т	3066 т					
		МПП			1418 кг	1418 кг					
	Месторождение Весеннее (II-2-10)	Ванадий			49 тыс. т	49 тыс. т					
		Уран			540 т	540 т					
		МПП			601 кг	601 кг					
	Месторождение Верхняя Падма (II-2-13)	Ванадий			13,1 тыс. т	13,1 тыс. т					
		Уран			2400 т	2400 т					
		МПП			100 кг	100 кг					
	Месторождение Царевское (III-2-2)	Ванадий			103,4 тыс. т	103,4 тыс. т					
Уран				3300 т	3300 т						
МПП				1209 кг	1209 кг						
1.1.0.2 Космозерское благороднометалльно-уран-ванадиевое рудное поле		34									
Месторождение Космозеро (III-1-10)	Ванадий			59,3 тыс. т	59,3 тыс. т						
	Уран			1800 т	1800 т						
	МПП			562 кг	562 кг						
Проявление Великая Губа (III-1-16)	Ванадий								3 тыс. т		
	Уран								0,5 тыс. т		
2	1.2 Северо-Онежский тальк-асбестовый потенциальный минерагенический район		1073								
	1.2.1 Челмужский асбестовый потенциальный узел	Асбест	149						25 тыс. т	ВСЕГЕИ, 2014 г.	
	Проявление скважины 53, 53а (III-4-3)	Тальк							30,5 млн т		

* Сведения о ресурсах приведены в пределах листа Р-36-ХVIII.

Окончание прил. 3

№ п/п	Название, ранг и индекс подразделения	Полезные ископаемые	Площадь (S), км ²	Запасы		$\Sigma C_1 + C_2$	Прогнозные ресурсы			Данные об апробации
				C ₁	C ₂		P ₁	P ₂	P ₃	
3	0.0.1 Пудожгорский благороднометалльно-ванадий-титановый рудный узел		57							
	Месторождение Пудожгорское (III-4-9)	Титаномагнетитовая руда		411,6 тыс. т	316,7 млн т	317,1 млн т				
4	0.0.2 Бураковский титан-железо-никель-хромовый рудный узел		67							
	Проявление Онежское (IV-4-5, 7, 8, 9, 10)	Титаномагнетитовая руда					1199 млн т	1045 млн т		
5	0.1 Заонежский алмазосный минерагенический район	Алмаз	2488						11,66 млн карат*	ЦНИГРИ, 2003 г.
6	0.1.1 Кимозерский алмазосный минерагенический узел	Алмаз	373					40 млн карат		ЦНИГРИ, 2003 г.

* Сведения о ресурсах приведены в пределах листа Р-36-ХVIII.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

№ п/п	Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
1	Металлические ископаемые. Черные металлы	Железо, титан, ванадий	1 рудный узел	P ₁ +P ₂	2234 млн т руды
2	Металлические ископаемые. Радиоактивные элементы	Уран	1 минерагеническая область	P ₃	0,85 тыс. т
3	Неметаллические ископаемые. Горнотехническое сырье	Асбест	1 рудный узел	P ₃	25 тыс. т
		Тальк	1 проявление	P ₃	30,5 млн т
4	Неметаллические ископаемые. Драгоценные и поделочные камни	Алмаз	1 минерагенический узел	P ₂	40 млн карат
			1 минерагенический район	P ₃	11,66 млн карат

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Р-36-ХVIII прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	1.2.1 Челмужский асбестовый потенциальный узел	Р ₃ - 40 тыс. т	Р ₃ - 25 тыс. т	-15 тыс. т	Поисковые работы м-ба 1 : 25 000

Список скважин и обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа Р-36-ХVIII

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Автор, авторский № объекта
I-4	1	Скважина пробурена на Челмужском участке, вскрыла образования нижней подсвиты заонежской свиты	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 3
I-3	2	Скважина - Челмужская магнитная аномалия, койкарский комплекс мощностью 140 м, залегающий в туломозерской свите	Олина, 1955; скв. 5
I-4	3	Скважина пробурена на Челмужском участке, вскрыла образования нижней пачки туломозерской свиты	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 2
I-3	4	Скважина - Челмужская магнитная аномалия, койкарский комплекс мощностью 150 м, залегающий в туломозерской свите	Олина, 1955; скв. 6
I-1	5	Скважина пробурена на крайнем северо-западе площади, вскрыт верхнезаонежский разрез	Подкопаев, 1970; скв. 40
I-4	6	Скважина расположена на Челмужском участке, использована для построения разреза к геологической карте	Петров, 1990; скв. 4349
I-4	7	Скважина пробурена на Челмужском участке, вскрыла образования нижней пачки туломозерской свиты	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 1
I-4	8	Обнажение расположено в основании суйсарских образований, в основании туффиты, выше по склону - долериты суйсарского комплекса (изучены шлифы)	Подкопаев, 1970; обн. 4197
I-2	9	Обнажение расположено в Загогинской синклинали (залив Киргуба), представлено черными шунгитоносными породами (заонежская свита, верхняя подсвита)	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 5037
I-2	10	Обнажение расположено в северо-восточном борту Загогинской синклинали, д. Лебедевская. Представлено грядой, сложенной шунгитоносной плитчатой породой с раковистым изломом (шунгитовый сланец-аргиллит) (заонежская свита, верхняя подсвита)	Клокова, 1950; обн. 236
II-2	11	Скважина - разрез верхней заонежской подсвиты, насыщенный карбонатными породами практически на всю мощность (до гл. 230 м), что в целом нехарактерно для подсвиты. Разрез использован при корреляции разреза с разрезом ОПС	Купряков, 1974; скв. 19
II-2	12	Скважина - разрез верхней заонежской подсвиты в Загогинской синклинали	Купряков, 1974; скв. 7
II-2	13	Обнажение расположено в восточном борту Загогинской синклинали, выход - 3x0,5 м, представлено переслаиванием песчаника и алевролитов, в породе отмечаются хаотично направленные обломки-включения размером до 1 см углисто-глинистой породы (заонежская свита, верхняя подсвита)	Подкопаев, 1970; обн. 9146
II-2	14	Обнажение расположено восточнее д. Никитинская, в Кузарандовской зоне СРД, обнажаются туломозерские прокварцованные карбонатные породы (песчаники), на поверхности развиты корочки выщелачивания	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 5029
II-2	15	Скважина - разрез верхней заонежской подсвиты в Загогинской синклинали	Подкопаев, 1970; скв. 29
II-1	16	Обнажение расположено в северной части ядра Хмельозерской синклинали, плоский выход metabазальтового туффита, плитчатой отдельностью катаклазирован, крошится в различных направлениях, породы отнесены к суйсарской свите	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 6024
II-1	17	Скважина пробурена в Тамбицкой зоне СРД. Вскрыты породы туломозерской свиты с дайкой койкарского комплекса	Подкопаев, 1970; скв. 12
II-2	18	Обнажение расположено в восточном крыле Загогинской синклинали, представлено породами койкарского комплекса - мезократовый габродолерит, комплекс выделен по шлифам	Подкопаев, 1970; обн. 9133
II-1	19	Скважина пробурена в Тамбицкой зоне СРД. Вскрыты породы туломозерской свиты с дайкой койкарского комплекса, изучены шлифы	Подкопаев, 1970; скв. 14
II-1	20	Скважина пробурена в западном борту Тамбицкой зоны СРД, вскрыла породы койкарского комплекса, который выделен при изучении шлифов. Использована для построения разреза 1-1 масштаба 1:50 000	Подкопаев, 1970; скв. 13
II-1	21	Скважина пробурена в восточном борту Хмельозерской синклинали разрез заонежских образований	Подкопаев, 1970; скв. 11

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Автор, авторский № объекта
II-2	22	Обнажение расположено в северо-восточной части ядра Хмельозерской синклинали, на вершине гряды-сельги расположен Ковшо-зерский рудник - шахта 6х2 м глубиной 5 м, пройдена в глинистых сланцах (туфоалевролитах) слоистых, обусловленной чередованием темных крупнозернистых слоев мощностью до 4 мм и светлых мелкозернистых мощностью до 1,5 см. Породы трещиноватые, по трещинам виды синие налеты. Выше залегают диабазы мелкозернистые (базальт)	Клокова, 1950; обн. 347
II-2	23	Скважина расположена в Тамбицкой зоне СРД, использована для построения разреза к геологической карте	Подкопаев, 1970; скв. 28
II-2	24	Скважина пробурена в Загогинской синклинали в породах заонежского горизонта. В инт. 98,1-108,4 м - брекчия, состоящая из обломков алевролита, аргиллита в шунгитовом цементе. С гл. 114,7 м - габбродиабаз пироксеновый, не характерный для заонежских образований	Подкопаев, 1970; скв. 33
II-4	25	Скважина - вскрыт контакт ятулийских образований с архейскими гранитами	Громова, 1954; скв. 1
II-4	26	Обнажение - выходы вдоль р. Пяльма. Представлено отложениями туломозерской свиты и породами основного состава койкарского комплекса	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 8167
II-1	27	Скважина пробурена в восточном борту Хмельозерской синклинали. Разрез верхних горизонтов заонежской верхней подсвиты, подстилающих суйсарские образования	Купряков, 1974; скв. 41
II-1	28	Обнажение расположено в Святухинско-Космозерской антиклинали, представлено пуповидным-пирамидальным выходом незначительного размера (до 5х3 м), сложенного базальтом (с оливином), отмечаются асбестовые жилки	Шелохнев, 2013; обн. 13055
II-1	29	Скважина пробурена в Святухинско-Космозерской зоне СРД, вскрыты породы основного состава до гл. 207,6 м - габбродиабаз (долериты), породы койкарского комплекса	Подкопаев, 1970; скв. 27
II-2	30	Скважина глубиной 796,9 м пройдена с целью оценки территории на глубину. Скважина вскрыла контакты заонежской нижней подсвиты с туломозерской свитой. Скважина пробурена в пределах месторождения Средняя Падма	Новиков, 1995; скв. 5607
II-1	31	Скважина пробурена в Хмельозерской синклинали. Разрез скважины коррелируется с разрезом скв. 4191 и представлен суйсарскими образованиями. По скважине изучены шлифы	Подкопаев, 1970; скв. 43
II-3	32	Обнажение - площадные выходы нижнезаонежских алевролитов вдоль берега Заонежского залива. Кузарандовская зона СРД, метасоматоз (альбитизация, осветление) по алевролитам	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 3213
II-1	33	Скважина пробурена на площади Хмельозерской синклинали, разрез по скважине восстановлен по разрезу из отчета и текста. В разрезе скважины впервые на площади выделены суйсарские образования: вулканогенная пачка, состоящая из 3-4 «лавовых потоков», в т.ч. два потока раскристаллизованных до крупно-гигантозернистых (авторский суйсарский комплекс) с постепенными переходом к мелкозернистым и миндалекаменным разностям (авторская суйсарская свита)	Петров, 1990; скв. 4191
II-2	34	Скважина глубиной 801,1 м пройдена с целью изучения и оценки глубоких горизонтов в Тамбицкой зоне СРД. Скважина вскрыла контакты пород верхней заонежской подсвиты с породами нижней заонежской подсвиты, последних - с породами туломозерской свиты	Новиков, 1995; скв. 5630
II-3	35	Обнажение (Кузарандовский карьер) - породы туломозерской свиты. Доломиты преобладают, маломощные остатки известняков полосчатых за счет цветовой гаммы. Доломиты-кремовые, розоватые с кварцевыми жилками, содержат слюдку, альбитизированные, участками - доломит сахаровидный	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 3231
II-3	36	Скважина пробурена в Кузарандовской зоне СРД, контакт нижней заонежской подсвиты и туломозерской свиты, зона интенсивного дробления, брекчирования, изучены шлифы. В карбонатных породах задокументирован мандельштейн с хорошо сохранившимся пироксеном, порода оталькована. В инт. 129-134 м - онколиты, доломиты, известняки сиреневых оттенков	Подкопаев, 1970; скв. 34
II-3	37	Скважина пробурена в Кузарандовской зоне СРД, на западном борту Кузарандовского карьера, изучены шлифы	Подкопаев, 1970; скв. 35
II-2	38	Скважина пробурена в Тамбицкой зоне СРД. Вскрыт контакт долеритового комплекса с нижней подсвитой заонежской свиты. Содержание сульфидов - 5-30% (Медные ямы). Породы катаклазиро-	Подкопаев, 1970; скв. 48

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Автор, авторский № объекта
		ваны, кальцитовые прожилки, зеркала скольжения, трещиноватые	
II-2	39	Скважина пробурена в Тамбицкой зоне СРД, сульфидизация до 20% в алевролитах	Подкопаев, 1970; скв. 54
II-3	40	Скважина пробурена в зоне СРД (Кузарандовской). Вскрыты отложения нижней заонежской подсвиты, изучены шлифы	Подкопаев, 1970; скв. 36
III-1	41	Скважина пробурена на площади Хмельозерской флексуры, разрез заонежских образований. В инт. 147,9-176,1 м - габбродиабаз пироксеновый, не характерный для заонежских	Подкопаев, 1970; скв. 25
III-1	42	Скважина расположена на южном замыкании Хмельозерской синклинали, вскрыт разрез заонежской свиты верхней подсвиты, в шунгитоносных породах отмечен прослой сульфидных руд	Петров, 1990; скв. 4163
III-1	43	Обнажение расположено в южном замыкании ядра Хмельозерской синклинали. Впервые на площади задокументированы шаровые лавы - основание суйсарских образований	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 4125
III-1	44	Обнажение расположено в западной части Хмельозерской флексуры, представлено аргиллитами шунгитоносными	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 4171
III-2	45	Скважина пробурена на площади Хмельозерской флексуры - разрез заонежских образований	Подкопаев, 1970; скв. 8
III-4	46	Скважина - прослежен Габневский силл крупнокристаллический, пегматоидный	Еселев, 1952; скв. 392
III-4	47	Скважина пробурена на восточном побережье Заонежского залива, вскрыты нижние горизонты туломозерской свиты (переслаивание слюдистых, карбонатно-тальковых, карбонатно-глинистых сланцев с прослоями гравелито-песчаника), в которых залегает тело долеритов койкарского комплекса	Ганин, 1989; скв. 53
III-4	48	Скважина пробурена на восточном побережье Заонежского залива, в инт. 112,1-123,4 м вскрыт прослой гипса видимой мощностью 11,3 м в зоне брекчирования по долеритам	Ганин, 1989; скв. 55
III-1	49	Скважина пробурена на площади Хмельозерской флексуры, разрез заонежских образований	Подкопаев, 1970; скв. 10
III-4	50	Скважина - разрез туломозерской свиты, характерный для восточного побережья Заонежского залива	Ганин, 1989; скв. 58
III-1	51	Скважина пробурена на площади Хмельозерской флексуры (Комлевская площадь), прослежен разрез заонежских образований (верхняя подсвита заонежской свиты и заонежский комплекс) в центральной части площади до гл. 531 м. Тела габбродолеритов в верхней части несут черты эффузивов (миндалевидные мелко-тонкозернистые), в инт. 265,5-281,5 м отмечены актинолит-асбестовые включения	Петров, 1990; скв. 4197
III-1	52	Скважина пробурена на площади Хмельозерской флексуры (Комлевская площадь), разрез заонежских образований. Тела габбродиабазов в верхней части несут черты эффузивов (миндалевидные мелко-тонкозернистые). На гл. 277,8 м - шунгитовый прожилок в диабазе. В инт. 378-388 м - трещина, залеченная тонко-мелкозернистым долеритом	Петров, 1990; скв. 4196
III-4	53	Скважина - установлен и разбурен Габневский силл, зона брекчирования	Еселев, 1952; скв. 377
III-4	54	Скважина пробурена на Пяльском участке. Вскрыт контакт гранитов водлинского комплекса и долеритов койкарского комплекса	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 4
III-1	55	Скважина пробурена на площади Хмельозерской структуры, разрез заонежских образований	Подкопаев, 1970; скв. 6
III-2	56	Обнажение расположено на западном борту Тамбицкой зоны СРД, представлено габбродолеритом койкарского комплекса (выделен по шлифу, на карте не отображен)	Подкопаев, 1970; обн. 9435
III-4	57	Скважина - впервые установлен и разбурен Габневский силл, зона брекчирования	Еселев, 1952; скв. 355
III-4	58	Обнажение расположено на восточном побережье Заонежского залива, представлено монодиоритом первой фазы койкарского комплекса Габневского силла, интенсивная сульфидизация	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 8006
III-1	59	Скважина пробурена в западном крыле Хмельозерской синклинали, вскрыла нижнюю подсвиту заонежской свиты мощностью 262 м	Подкопаев, 1970; скв. 7
III-4	60	Скважина расположена на площади Пудожгорского месторождения, использована для построения разреза к геологической карте	Михайлюк, 1950; скв. 290
III-4	61	Скважина - в инт. 20,6-33,45 м - титаномагнетитовая руда в долеритах койкарского комплекса	Еселев, 1952; скв. 410
III-1	62	Скважина пробурена в Святухинско-Космозерской зоне СРД, вскрыты основные породы, по которым просмотрены шлифы. Верхняя часть разреза представлена долеритами суйсарского ком-	Подкопаев, 1970; скв. 5

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Автор, авторский № объекта
		плекса, нижняя - долеритами койкарского комплекса	
III-1	63	Скважина пробурена в Святухинско-Космозерской зоне СРД, вскрыты основные породы, по которым просмотрены шлифы. Нижние интервалы представлены долеритами койкарского комплекса	Подкопаев, 1970; скв. 4
III-4	64	Скважина - в архейских гранитах вскрыты диабазы-долериты койкарского комплекса (Пудожгорский массив)	Еселев, 1952; скв. 378
III-1	65	Скважина - разрез заонежских образований, нижняя часть разреза представлена долеритами койкарского комплекса, по которым просмотрены шлифы	Подкопаев, 1970; скв. 1
III-4	66	Скважина пробурена на Пяльмском участке. Вскрыты граниты водлинского комплекса	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 5
III-2	67	Скважина - опорная по туломозерским отложениям, разрез использован при корреляции с разрезом ОПС, вскрыты строматолиты: <i>Omachtenia kintsiensis</i> , <i>Carelozoon</i> ex gr. <i>metzgeri</i> . Разрез использован при построении опорного разреза Лавровым. Пробурена в Тамбицкой зоне СРД	Лавров, 1999; скв. 4699
III-3	68	Обнажение расположено в Тамбицкой зоне СРД, представлено серыми полосчатыми алевролитами плитчатой отдельности нижней подсвиты заонежской свиты	АО «Северо-Западное ПГО»; обн. 602901
III-1	69	Скважина пробурена в борту восточного крыла Мунозерской синклинали. Вскрыто переслаивание песчано-глинистых кварц-серицитовых, хлорит-кварц-серицитовых сланцев с шунгитом, доломитовых и хлорит-кремнистых сланцев (алевролитов). Разрез по описанию схож с разрезом нижней заонежской подсвиты, негипичен для верхней заонежской подсвиты	Подкопаев, 1970; скв. 3
III-2	70	Скважина - опорная по туломозерским отложениям, разрез использован при корреляции с разрезом ОПС, вскрыты строматолиты: <i>Stratifera ordineta</i> , <i>Butinella ampigua</i> , <i>B. digtu</i> , <i>B. digtus</i> , <i>B. boreale</i> , <i>Caleviaolenica</i> : <i>Carelozoon</i> ex gr. <i>metzgeri</i> , <i>Ministromatophyceae</i> . Скважина использована при построении опорного разреза. На глубине свыше 500 м отмечен асбест, тальк в карбонатных породах. Пробурена в южной оконечности Хмельозерской синклинали	Лавров, 1999; скв. 5177
III-2	71	Скважина пробурена в борту восточного крыла Нулицкой антиклинали, вскрыла гематит-слюдистые алевролиты с прослоями доломитов (средняя пачка туломозерской свиты)	Подкопаев, 1970; скв. 19
III-2	72	Скважина пробурена в борту восточного крыла Нулицкой антиклинали, вскрыт контакт отложений заонежской свиты с отложениями туломозерской свиты	Подкопаев, 1970; скв. 21
IV-1	73	Скважина пробурена на участке Узкая Салма. Вскрыты образования суйсарской свиты (базальты, туффиты)	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 7
IV-1	74	Обнажение в Мунозерской структуре, представлено метадиабазовым порфиритом - порфиroidный метадиабаз суйсарской свиты	Подкопаев, 1970; обн. 6238
IV-1	75	Обнажение расположено в Мунозерской структуре, суйсарская свита представленна туфопесчаником-метадиабазом плагиопорфиром (шлиф), рядом обн. 6340 - туфоалевролит-порфирит, по шлифу - метадиабаз плагиопорфиром	Подкопаев, 1970; обн. 6345
IV-1	76	Обнажение расположено в Мунозерской структуре на юго-западе листа. Диабаз, изучен шлиф - базальт, что послужило основанием для увеличения площади суйсарской свиты	Подкопаев, 1970; обн. 7937
IV-4	77	Скважина пробурена на Бураковском участке. Вскрыты габбронориты бураковского комплекса	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 6
IV-4	78	Скважина глубиной 424,2 м пройдена в Бураковском массиве (габбронорит)	Михайлюк, 1950; скв. 2
IV-4	79	Скважина (авторская документация в кернохранилище г. Петрозаводск) - габбронориты бураковского комплекса	Ганин, 1989; скв. 129
IV-1	80	Обнажение расположено в Мунозерской структуре на юго-западе листа. Диабаз, изучен шлиф - базальт, что послужило основанием для увеличения площади суйсарской свиты	Подкопаев, 1970; обн. 7889
IV-2	81	Обнажение (карьер на о. Олений) - породы туломозерской свиты (строматолитовые, онколитовые доломиты)	Обн. 6048
IV-2	82	Обнажение на о. Клименецкий в виде уступа высотой 6 м, вытянутого в северо-западном направлении; сложено крупнозернистым габбродиабазом с пойкилофитовой структурой (суйсарский комплекс)	Клокова, 1950; обн. 799

Окончание прил. 6

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Автор, авторский № объекта
IV-2	83	Обнажение на о. Клименецкий сложено пироксеновым габбродолеритом мезократовым суйсарского комплекса (выделен при изучении шлифов)	Подкопаев, 1970; обн. 7357

Список скважин, показанных на карте полезных ископаемых листа и закономерностей их размещения листа Р-36-ХVIII

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ по списку литературы, авторский № объекта
I-4	1	В интервале 73-81 м содержание асбеста (в порах, кавернах) - 1-5% на мощность 8 м. В интервале 81-82,5 м - гематит-карбонат-асбестовая жила с примесью бурого глинистого материала. Выделения асбеста ожелезнены, имеют сложную форму, составляют 25-50% материала жилы	Петров, 1990; скв. 4357
I-4	2	В интервале 31-48,8 м - прожилки и линзы асбеста	ОАО «ПКГЭ»; скв. 2
I-4	3	В интервале 112-123 м, в буро-серых алевросланцах, в пологом юго-западном крыле мелкой складки, у контакта с амфиболитизированными долеритами развиты послойные и секущие прожилки асбеста с карбонатом (мощностью до 5 мм). Общее количество - до 1-2% на мощность 10 м	Петров, 1990; скв. 4352
I-3	4	В интервале 105-112 м асбест выполняет каверны размером 1-10 мм, общее количество - 0,5-3% на мощность 7 м. В интервале 129-172 м (забой) наблюдается непрерывная неравномерная минерализация. В интервалах 129-135, 138-143, 154-163 и 166-172 м содержание асбеста - от 5 до 10-20% на мощность 0,5-2 м. В остальных участках количество асбеста - 0,5-5%	Петров, 1990; скв. 4346
I-4	5	В интервале 22-40 м - прожилки и гнезда доломит-асбестового состава. Содержание асбеста - 1-5% на мощность 18 м	Петров, 1990; скв. 4347
I-3	6	Выделения асбеста развиты на всем интервале (42-104,7 м) в количестве от 0,5-1 до 3-5% в отдельных слоях на мощность 1-3 м. В интервалах 48-49, 80-81 и 84,5-86,5 м развиты прожилки, линзы асбеста мощностью до 5-10 мм, общее количество - до 10-15% на мощность 0,3-1 м	Петров, 1990; скв. 4344
I-3	7	В интервале 68-114 м - послойные и секущие прожилки, гнезда, вкрапленность белого асбеста с карбонатом. Содержание асбеста - в среднем 1-5%. В отдельных слоях достигает 10-15% на мощность 0,1-0,3 м	Петров, 1990; скв. 4342

Список скважин, показанных на карте четвертичных образований листа Р-36-ХVIII

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	№ по списку литературы, авторский № объекта
I-4	1	Скважина гл. 50 м вскрывает гляциолимнические образования осташковского горизонта мощностью 24,5 м; озерные осадки ленинградского горизонта в инт. 24,5-29,0 м; ледниковые отложения подпорожского горизонта в инт. 29,0-33 м	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 3
I-4	2	Скважина гл. 50 м вскрывает гляциолимнические образования осташковского горизонта мощностью 16 м; морские осадки микулинского горизонта (?) в инт. 16,0-22,0 м; ледниково-озерные образования московского горизонта (?) в инт. 22,0-30,0 м	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 2
I-4	3	Скважина гл. 50 м вскрывает гляциолимнические образования осташковского горизонта мощностью 18,5 м	АО «Северо-Западное ПГО»; скв. 1
II-2	4	Скважина гл. 200 м вскрывает флювиогляциальные отложения осташковского горизонта мощностью 8 м	Подкопаев, 1970; скв. 33
II-2	5	Скважина гл. 299,5 м вскрывает ледниковые отложения осташковского горизонта мощностью 8,5 м	Подкопаев, 1970; скв. 44
III-2	6	Скважина гл. 299,5 м вскрывает ледниковые отложения осташковского горизонта мощностью 18,0 м	Подкопаев, 1970; скв. 8
III-1	7	Скважина гл. 200,4 м вскрывает ледниковые образования осташковского горизонта мощностью 9,6 м	Подкопаев, 1970; скв. 10
III-1	8	Скважина гл. 26,5 м вскрывает ледниковые отложения осташковского горизонта мощностью 16,5 м; озерные осадки ленинградского горизонта в инт. 16,5-21,0 м; ледниковые отложения подпорожского горизонта в инт. 21,0-26,5 м	Подкопаев, 1970; скв. 71

Список пунктов, по которым проведены определения изотопного возраста пород на Заонежской площади, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

Индекс клетки	№ по карте	Наименование геологического подразделения, местоположение	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ обнажения
П-1	1	Кимберлиты района Кимозеро	Цирконы	уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2007±14	603800
П-4	2	Долериты Габневского силла	Цирконы	уран-свинцовый (SHRIMP-II)	2018,6±7,9	702300

Список пунктов, по которым проведены определения изотопного возраста пород на Заонежской площади, показанных на карте четвертичных образований

Индекс клетки	№ по карте	Наименование геологического подразделения, местоположение	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет
I-4	1	пН, д. Немино (озеро)	Сапрпель	C ¹⁴	9340±60
IV-1	2	рлН, болото Замошье	Торф	C ¹⁴	6580±80
IV-1	3	рлН, болото Васильевское	Торф	C ¹⁴	2770±160
IV-1	4	рлН, болото Боярщина	Торф	C ¹⁴	1630±80
IV-2	5	Оленеостровский могильник	Костные останки	C ¹⁴	9910±80
IV-1	6	Вожмарихинская группа археологических памятников	Кострища	C ¹⁴	4900±130; 5560±45
IV-1	7		Культурный слой	C ¹⁴	6410±50

Каталог памятников природы

№ на схеме	Название	Координаты	Краткая характеристика
Общегеологические			
10	Лисицыно	62°21' с.ш.; 35°30' в.д.	Строматолитовое сообщество, характеризующее слои с <i>Butinella</i> (верхний ятулий). Местоположение: Медвежьегорский р-н, северо-западная окраина хутора Лисицыно. Краткое описание: Здесь устанавливаются все основные признаки, типичные для этой части разреза верхнего ятулия. Породы представлены, преимущественно, мелкозернистыми доломитами светлых серых тонов. Для них характерно наличие тонкой волнистой слоистости, представленной чередованием темных (кремнисто-доломитовых) и светлых (чисто доломитовых) прослоев мощностью от долей мм до 2–3 мм. В данной пачке содержатся редкие органические остатки, как правило, неважной сохранности, среди которых отмечены <i>Calevia</i> sp., <i>C. olenica</i> , <i>C. cusarandica</i> , <i>Butinella</i> sp., <i>Eoepiphyton jalgamicum</i> , <i>Antigus cusarandicus</i> и некоторые желваковые постройки. Характерным для доломитовых пластов является присутствие кремнистых новообразований конкреционного типа, а также наличие зон и участков раздоломичивания. Суммарная мощность обнажающихся здесь слоев с <i>Butinella</i> (с учетом данных разведочного бурения) составляет около 70 м
12	Южный Олений остров	62°02' с.ш.; 35°21' в.д.	Окаменелости и типовой разрез слоев с <i>Butinella</i> (онежский горизонт верхнего ятулия). Могильник и стоянки древнего человека, относящиеся к эпохе позднего мезолита. Комплексный геологический и археологический (природный и культурно-исторический) памятник высокого ранга. Местоположение: Медвежьегорский р-н, Онежское оз., 12 км к востоку от о. Кижы. Краткое описание: Остров вытянут в северо-западном направлении в соответствии с преобладающим простиранием пород. Длина его – около 2 км, максимальная ширина – 500 м. Слагающие остров породы – доломиты онежского горизонта, образующие здесь антиклинальную складку, ядро которой вскрыто карьером. Древние захоронения (скелеты, орудия, украшения). На острове существовало, как минимум, 2 стоянки и более 170 захоронений возрастом около 5 тыс. лет. Пройденными горными выработками вскрыты слои с <i>Butinella</i> , в составе которых выделяются две пачки: строматолит-доломитовая и кремнисто-доломитовая. Как в составе цемента, так и в кластическом материале обнаружены нечеткие фрагменты строматолитовых построек. Мощность вскрытой части пласта – 2,0 м. Стратиграфически выше следуют пласты существенно доломитового состава, содержащие наиболее полное сообщество фитогенных построек, среди которых описаны строматолиты <i>Butinella boreale</i> , <i>Calevia olenica</i> , <i>Stratifera ordinata</i> ; онколиты <i>Asterosphaeroides olenicus</i> , <i>Osagia oleniella</i> , <i>Radiosus ignobilis</i> и многие другие. Породы содержат небольшие линзовидные, куполообразные или другой формы раздоломиченные участки, сложенные белым массивным известняком с реликтами замещенных недиагностируемых строматолитов. Среди доломитов здесь встречены мелкие постройки (министроматолиты) <i>Klimetia</i> и редкие клеточные остатки водорослей <i>Kareliana</i> . Суммарная мощность изученной части разреза оценивается в 65 м
7	Пяльма	62°23' с.ш.; 35°53' в.д.	Строматолиты онежского горизонта, опорный разрез верхнего ятулия. Местоположение: Пудожский р-н, нижнее течение р. Пяльма. Краткое описание: По левому берегу реки у моста через нее расположены невысокие уступообразные выходы доломитов. Отдельные, наиболее мелкозернистые, участки доломитовых пластов содержат округлые строматолитовые обособления, рельефно выделяющиеся на поверхности напластования. В настоящее время они диагностируются лишь как представители порядка <i>Colleniales</i> , т.е. желваковые строматолиты

№ на схеме	Название	Координаты	Краткая характеристика
3	Лебещина	62°30' с.ш.; 35°21' в.д.	Единственный, известный в настоящее время объект, на котором в обнажениях можно увидеть взаимоотношения между шунгитовыми породами и силлом габродолеритов. Местоположение: Участок находится в Медвежьегорском р-не, к северо-востоку от д. Толвуя. В 6 км по дороге на полуостров Клим Нос. Краткое описание: Участок Лебещина расположен в северо-восточном борту Толвуйской синклинали. Стратиграфически разрез участка относится ко второму горизонту шунгитоносных пород первой пачки верхней заонежской подсвиты. На участке обнажаются тела базитов, маломощные тела и фрагменты высокоуглеродистых пород, сложные дисгармоничные складки с участием шунгитоносных пород и низкоуглеродистых слоистых алевропесчаников – своеобразная шунгит-базальтовая «брекчия», прожилки шунгитового вещества в базитах. Шунгит-базальтовая «брекчия» представляет собой базальтовые фрагменты, погруженные в шунгитоносную породу. Фрагменты различной величины – от первых сантиметров до первых метров, обычно сглаженной формы, нередко группирующиеся в скопления. На некоторых участках они взаимоориентированы, иногда составляют извилистые цепочки. Иногда базальтовые фрагменты пронизаны прожилковидными включениями шунгитоносной породы, которая выполняет роль «цемента» брекчии. Шунгитовые породы на контактах с крупными базальтовыми фрагментами нередко приобретают карандашную либо листоватую отдельность. Их минеральная основа содержит, помимо кварца и серицита, также хлорит, нередко – альбит. Шунгитовые породы представлены большей частью аргиллитами, реже – алевропесчаниками с заметной первичной слоистостью, насыщенные миграционным шунгитовым веществом
Геоморфологические			
2	Клим Нос	62°33' с.ш.; 35°22' в.д.	Флювиогляциальная дельта с конечной мореной четвертичного ледникового периода. Местоположение: Медвежьегорский р-н, Онежское оз., Заонежский залив, п-ов Клим. Краткое описание: Флювиогляциальный рельеф дает возможность наблюдать результаты деятельности текучих талых ледниковых вод. Аккумулятивный дельтовый массив с относительным превышением поверхности над окружающей местностью на 20–30 м. В 20-метровом обрыве наблюдается разрез четвертичных отложений с ленточными глинами и «drop stones» – одиночными валунами в глинистых осадках
1	Челмужская коса	62°35' с.ш.; 35°38' в.д.	Пример деятельности ледникового покрова. Геоморфологический памятник природы Челмужская коса и Мегостров. Местоположение: Юго-восточное побережье Повенецкого залива Онежского оз., напротив д. Челмужи. Краткое описание: Объект всероссийских геологических экскурсий. Пример деятельности ледникового покрова во время существования его в сязозерскую стадию осташковского оледенения (14–13 тыс. лет назад). Челмужская коса протяженностью около 20 км, шириной до 500 м и превышением 15–30 м представляет собой боковую краевую гряду. Во время сязозерской стадии оледенения в котловине Онежского озера располагалась ледниковая лопасть, скорость движения льда в которой превышала скорость движения льда в ледниковом покрове, расположенном к востоку от нее. Вдоль этой границы образовалась трещина, где возникла конечная гряда. В период деградации ледника тальми водами были образованы дельты, которые выражены в рельефе в виде острова Мегостров и Хижгоры. Мегостров известен тем, что на склонах его обнаружены четыре озерные террасы, наклон которых свидетельствует о перекосе озерной котловины в широтном направлении за счет поднятия тектоническими движениями Заонежского полуострова
Тектонические			
9	Зимняя	62°22' с.ш.; 35°07' в.д.	Уникальный объект – палеосейсмодислокации. Местоположение: Центральной часть Заонежского п-ова, в южном конце губы Святуха. Краткое описание: Гора Зимняя представляет собой палеосейсмодислокацию – признак разрушительного воздействия сильного землетрясения на рельеф. Дислокация выражена в виде сеймотектонического сбросового уступа длиной 1,7 км и высотой до 40 м, у подножия которого располагается сейсмогравитационный обвал обломков кристаллических пород. Эта сейсмодислокация является свидетельством того, что в течение 9,5–2,0 тыс. лет назад в Каре-

№ на схеме	Название	Координаты	Краткая характеристика
			лии происходили более сильные землетрясения, чем те, что наблюдаются в настоящее время
Минералогические			
5	Максово	62°29' с.ш.; 35°18' в.д.	Самое крупное разрабатываемое в настоящее время месторождение высокоуглеродистых шунгитовых пород. Местоположение: Максовская залежь располагается в 3 км на юго-юго-восток от пос. Толвуя Медвежьегорского р-на, у автомобильной дороги Толвуя–Великая Губа. Краткое описание: Максовская залежь высокоуглеродистых шунгитовых пород является крупным месторождением с запасами 30,2 млн т, которое разрабатывается карьерным способом. Размеры залежи по контуру содержания $S_{орг.} > 20\%$, примерно, 500x700 м; мощность пород в центре – до 120 м. Тело залежи сложено массивными, трещиноватыми и брекчированными шунгитовыми породами без признаков слоистости. При этом брекчированные разновидности резко преобладают в краевых и верхних частях постройки. Минеральная часть шунгитоносных пород состоит из кварца, серицита и примеси пирита. Максовская залежь деформирована силами габбродолеритов, именно их внедрение в толщу заонежских осадков могло инициировать и сам процесс формирования структуры. На обнажениях Максовской залежи можно достаточно хорошо рассмотреть основные разновидности высокоуглеродистых пород – массивные, трещиноватые, кварц-шунгитовую брекчию, породы с миндалинами. Хорошо видны зоны пропитки миграционным шунгитовым веществом (черные пятна), зоны позднего катаклазирования пород. Можно наблюдать мелкие прожилки и примазки антраксолита, а также миндалины, заполненные им
6	Загогино	62°29' с.ш.; 35°18' в.д.	Разрабатываемое месторождение высокоуглеродистых пород. Местоположение: Медвежьегорский р-н., 4 км на юго-юго-восток от пос. Толвуя, справа от автомобильной дороги Толвуя–Великая Губа. Краткое описание: Одно из первых разрабатываемых и в настоящее время месторождений высокоуглеродистых пород. В геологическом плане объект представляет собой небольшую куполовидную постройку, относимую также к диапировому типу. Залежь значительно меньше по размерам, чем находящаяся поблизости Максовская. Ее размеры - 400x300 м. Мощность шунгитоносных пород в ней не превышает 60 м, запасы пород (при содержании $S_{орг.} > 20\%$) составляют 2,7 млн т. Среди разновидностей шунгитоносных пород наиболее развиты массивные породы и кварц-шунгитовая брекчия. Повсеместно можно наблюдать пленки и примазки шунгита I (антраксолита), его тонкие прожилки. Видно блочную отдельность пород различной размерности. Хорошо заметны поздние секущие прожилки кварцевого, кварц-сульфидного состава, рассекающие породы, их мощность может достигать 15 см
Гидрогеологические			
11	Соляная Яма	62°16' с.ш.; 35°02' в.д.	Единственный в Карелии природный источник соленых вод. Местоположение: Медвежьегорский р-н, окрестности пос. Великая Губа, левый берег р. Судмы в 1,7 км от устья. Краткое описание: На заболоченном участке в 110 м от русла реки видны неглубокие, сильно заросшие, мочажины с илистым дном. Возле одной из них сохранились остатки разрушенного сруба. Вода прозрачная, бесцветная, солоноватая на вкус с легким запахом сероводорода. Пробы, отобранные в разное время, подтверждают достаточно выдержанную минерализацию – 3,5–4,2 г/л, где в том числе содержание катионов натрия (около 1,2 г/л) и анионов хлора (до 1,8–1,9 г/л) позволяет отнести их к категории питьевых лечебно-столовых солоноватых вод хлоридно-натриевого состава

№ на схеме	Название	Координаты	Краткая характеристика
8	Пяльма-2	62°24' с.ш.; 35° 59' в.д.	Источник подземных соленых вод, самоизливающаяся скважина. Местоположение: Пудожский р-н, левый берег р. Пяльмы выше моста. Пробурена в 1953 г. как разведочная глубиной 300,2 м. Краткое описание: Скважина расположена на удалении около 1,2 км от моста вверх по течению. В 25 м от русла реки, в 4 м от уступа коренного берега, сложенного базальтом. Внешне скважина представляет собой «родник» с песчаными грифонами. Изливающаяся вода солоноватая на вкус, прозрачная, без цвета и без осадка. Температура ее около 6 С. Выявлено спонтанное выделение из воды пузырьков газа без запаха, не горючего. В компонентном составе его преобладает азот, на втором месте - гелий (соответственно 91,2 и 6,03 об. %). Высока концентрация и растворенного в воде гелия – $8,4 \cdot 10^{-1}$ мл/л. Величина минерализации ее - 3,5 г/л, состав хлоридный натриевый. По составу и величине минерализации (свыше 2 г/л) соленые воды, поступающие из скважины у д. Пяльма, можно отнести к питьевым лечебно-столовым
4	Царицын Ключ	62°27' с.ш.; 35°18' в.д.	Постоянно действующий источник подземных вод. Местоположение: Медвежьегорский р-н, Заонежский п-ов, 35-й км автодороги Великая Губа–Медвежьегорск перед д. Толвуя в 50 м справа от дороги. Краткое описание: Самые ранние сведения об этом источнике относятся к 1601–1605 гг. В это время в Толвуйском погосте находилась в заключении боярыня Ксения Ивановна Романова – мать первого российского царя Михаила Федоровича, куда она была сослана по приказу Бориса Годунова под именем инокини Марфы. У инокини Марфы «от совершившихся переживаний началась портежная болезнь» (эпилепсия). Сочувствуя ей в «портежной болезни», толвуяне и указали ей на близкий к погосту целебный источник. Инокиню Марфу называли в Толвуде не иначе, как «царица». До сих пор источник, из которого она брала воду, носит название «Царицын ключ». Его вода действительно обладает очень сильным успокаивающим эффектом

Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов

Комплекс	Заонежский комплекс, метагаббродолериты, метадолериты								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ п/п									
Порода									
№ пробы	300607	303300	303900	306101	307501	307601	307901	400401	400802
SiO ₂ , %	45,2	49,90	49,60	44,50	47,5	48,9	47,8	46,8	47,3
TiO ₂	1,89	2,27	2,94	2,05	2,03	2,61	1,97	2,66	2,03
Al ₂ O ₃	12,2	11,20	13,10	13,00	12,3	13,5	13,1	12,5	13,4
FeOt	18,5	14,60	16,30	17,40	17,3	19,3	16,4	19,2	16,5
MnO	0,23	0,18	0,26	0,23	0,27	0,23	0,22	0,27	0,24
MgO	7,66	4,92	5,96	6,85	5,53	5,72	6,05	4,86	5,68
CaO	8,42	8,60	5,57	9,77	11,3	4,39	8,86	7,84	9,51
Na ₂ O	2,62	4,34	2,88	3,25	0,21	0,26	1,43	3,02	2,7
K ₂ O	0,23	0,58	0,57	1,21	0,056	0,35	0,95	0,61	0,3
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,19	0,17	0,2	0,24	0,19	0,25	0,18
п.п.п.	2,3	2,21	3,11	2,02	2,93	4,34	2,37	1,64	1,85
Сумма	99,5	99,60	99,70	99,60	99,6	99,8	99,4	99,7	99,8
Микроэлементы, г/г									
V	357	700	381	445	327	390	349	480	383
Cr	60,6	22,4	83,1	122	52,2	69	62,3	36,1	84,8
Ni	148	44,4	49,7	88,3	52,1	132	79,4	46	74,7
Rb	6,99	3,94	10,9	15,8	3,15	11,3	28,7	20,2	6,17
Sr	126	26,1	82	116	126	79	113	92,6	138
Y	34,3	44	36	34,8	38,8	44,8	40,3	46,7	38,9
Zr	121	152	148	131	145	178	154	189	135
Nb	8,45	10,1	9,61	8,21	7,99	10,3	8,56	12	9,37
Ba	97,4	311	131	167	41,8	48,8	166	101	97,7
La	12,2	11,3	15,3	11,3	12,8	17	13,1	17,2	13,1
Ce	28,1	26,1	34,8	25,1	29	38,7	30,1	41	29,5
Pr	3,75	3,78	4,72	3,62	4,12	5,39	4	5,1	4,04
Nd	19,4	18,4	23,8	17,1	19,6	25,6	18,9	27,3	19,5
Sm	4,67	5,74	5,43	4,86	5,11	6,29	5,34	6,69	5,47
Eu	1,23	1,56	1,61	1,57	1,44	1,94	1,54	1,63	1,94
Gd	5,11	6,26	6,07	5,65	6,11	7,37	6,27	7,62	6,28
Tb	0,94	1,16	0,99	0,92	1,03	1,25	1,08	1,27	0,98
Dy	6,24	7,63	6,45	6,2	6,96	8,48	7,61	9,2	7,36
Ho	1,3	1,49	1,14	1,22	1,3	1,59	1,38	1,77	1,39
Er	3,85	4,63	3,81	3,82	4,11	4,67	4,15	5,38	4,42
Tm	0,57	0,62	0,51	0,61	0,65	0,74	0,58	0,74	0,64
Yb	3,1	3,68	2,93	3,24	3,48	4,55	3,71	4,46	3,82
Lu	0,5	0,53	0,47	0,51	0,56	0,69	0,64	0,76	0,58
Hf	3,47	3,49	3,72	3,27	3,67	4,37	3,85	5,35	3,56
Ta	0,53	0,59	0,68	0,54	0,53	0,66	0,62	0,73	0,58
Pb	7,66	<1	1,33	5,07	8,72	3,34	4,97	6,17	3,7
Th	1,59	2,08	1,87	1,82	2,23	2,93	2,39	2,64	1,99
U	0,34	0,41	0,96	0,29	0,43	0,49	0,45	0,49	0,41

Комплекс	Заонежский комплекс, метагаббродолериты, метадолериты				Суйсарский комплекс, метагаббродолериты, метадолериты, metabазальты суйсарской свиты				
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Порода					базальт			базальт	
№ пробы	505601	506001	701001	700201	302700	307401	307401a	401101	500502
SiO ₂ , %	46,8	48,1	45,2	70,6	48,4	46,7	48,4	50,7	49
TiO ₂	2,37	1,91	1,95	0,35	1,21	1,72	1,73	1,17	1,58
Al ₂ O ₃	13,2	12,6	13,4	15,4	14,1	12,9	13,4	14,9	13,7
FeOт	17,8	16,5	17,3	2,76	13,2	15,3	14,9	10,7	12,6
MnO	0,24	0,22	0,24	0,048	0,21	0,21	0,2	0,15	0,17
MgO	5,78	6,02	7	1,28	7,65	6,14	6,1	7,19	7,19
CaO	7,53	7,54	9,23	2,89	9,75	6,75	5,74	9,11	9,44
Na ₂ O	2,89	2,79	2,34	4,53	2,25	0,66	0,76	1,92	1,73
K ₂ O	0,64	0,35	0,37	1,33	0,52	1,01	0,98	1,55	1,46
P ₂ O ₅	0,19	0,16	0,2	0,064	0,1	0,15	0,15	0,1	0,13
п.п.п.	2,22	3,26	2,3	0,57	2,24	7,93	7,5	2,19	2,44
Сумма	99,6	99,4	99,5	99,8	99,7	99,5	99,8	99,6	99,4
Микроэлементы, г/г									
V	532	384	369	377	301	327	345	253	324
Cr	56,9	21,5	76,9	79,9	186	66,4	75,4	174	62,7
Ni	68,3	40,7	111	62	109	91,9	88,9	66,7	63,6
Rb	27,8	9,79	8,61	19,5	22,1	29,8	23,7	42,6	15,2
Sr	116	155	128	81,2	126	53,2	48,7	186	143
Y	38,6	32,4	34,6	41,8	20,8	32,3	33,2	19,2	24,5
Zr	153	123	126	173	75,4	125	132	86,5	86,8
Nb	9,49	10,1	9,22	9,23	5,98	7,34	7,63	6,19	6,48
Ba	117	108	197	85,5	133	169	187	357	131
La	11,8	12	12,9	11,9	6,79	9,87	10,5	10,4	7,86
Ce	29	27,3	29,8	27,8	15,8	23,8	23,4	23,2	19
Pr	3,69	3,65	3,87	3,76	2,15	3,39	3,45	2,79	2,44
Nd	19,6	19,2	19,2	18,6	11,7	16	16,3	12,7	13,7
Sm	4,82	4,46	4,22	4,99	3,08	4,28	4,26	3,16	3,62
Eu	1,36	1,31	1,5	1,35	0,96	1,32	1,28	0,92	1,04
Gd	5,83	5,26	5,74	6,06	2,88	4,9	4,89	3,29	3,54
Tb	1,04	0,93	0,97	1,07	0,53	0,79	0,8	0,58	0,66
Dy	6,89	6,01	6,57	7,43	3,9	5,86	6,24	3,74	4,58
Ho	1,31	1,1	1,19	1,42	0,77	1,06	1,07	0,68	0,87
Er	4	3,65	3,79	4,37	2,14	3,31	3,54	2	2,44
Tm	0,69	0,53	0,5	0,66	0,4	0,5	0,52	0,31	0,42
Yb	3,66	3,39	3,18	3,39	1,96	2,82	3,24	1,88	2,15
Lu	0,6	0,55	0,54	0,55	0,35	0,46	0,51	0,33	0,4
Hf	3,97	3,23	3,64	4,82	1,87	2,98	3,44	2,24	2,57
Ta	0,62	0,73	0,57	0,66	0,44	0,55	0,47	0,36	0,36
Pb	3,91	4,81	10,7	7,86	4,09	2,2	1,26	4,44	4,52
Th	2,17	1,78	1,83	2,4	1,03	1,81	2,05	1,61	1,08
U	0,39	0,39	0,38	0,48	0,25	0,35	0,36	0,35	0,27

Комплекс	Суйсарский комплекс, метагабброидолериты, метадолериты								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ п/п									
Порода	базальт		базальт						
№ пробы	505101	505201	505301	508501	508601	509001	601701	601702	602101
SiO ₂ , %	49,2	49,1	51,9	49	51,1	50,3	48,2	46,5	45,8
TiO ₂	1,53	1,6	1,09	1,58	1,07	1,11	1,39	1,41	1,86
Al ₂ O ₃	13,6	13,9	14,8	13,7	14,2	14,5	14,3	14,2	18,7
FeOt	13	13,3	9,79	12,6	10,4	11	13,3	14	14,2
MnO	0,2	0,19	0,15	0,17	0,16	0,17	0,2	0,23	0,14
MgO	6,78	7,14	7,16	7,19	7,19	7,25	6,74	7,15	7,23
CaO	10,1	6,37	8,91	9,44	10,1	10,4	11,8	12,1	2,18
Na ₂ O	1,74	2,87	1,81	1,73	2,06	1,67	1,45	1,58	5,39
K ₂ O	1,33	2,46	2,04	1,46	0,94	0,78	0,35	0,42	0,11
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,13	0,088	0,098	0,13	0,12	0,15
п.п.п.	1,97	2,16	1,95	2,44	2,36	2,12	1,89	1,82	3,88
Сумма	99,5	99,3	99,7	99,4	99,7	99,5	99,7	99,5	99,6
Микроэлементы, г/г									
V	308	319	249	313	238	256	316	312	368
Cr	128	122	196	109	157	184	75,5	77,7	94
Ni	95,3	89,8	82,6	87,1	62,9	68,9	89,7	89,3	111
Rb	32,3	48,8	341	42,9	24,7	22,3	9,48	8,34	2,44
Sr	375	215	18,6	263	243	191	251	197	12,7
Y	23,2	26,2	82,4	22,2	16,9	18,2	24,8	26,4	26,6
Zr	99,5	105	6,21	102	83,8	81,9	88,5	92,6	116
Nb	6,27	6,39	1,68	6,46	0,95	1,66	7,29	7,34	8,71
Ba	209	1070	304	190	196	176	94,7	132	24
La	7,95	8,28	10,9	7,03	8,27	9,65	8,68	9,33	6,12
Ce	19,5	20,6	23,4	17	18,4	20,6	20,5	22	17,1
Pr	2,67	2,9	2,81	2,51	2,26	2,67	2,76	2,98	2,34
Nd	14,2	15,7	12,9	13,8	10,9	12,8	14,1	14,9	11,4
Sm	3,58	4,23	2,98	3,44	2,77	2,92	3,16	3,57	3,03
Eu	1,12	1,43	0,91	1,13	0,85	0,87	1,08	1,19	0,97
Gd	4,31	4,45	3,3	3,74	2,65	3	4,06	3,93	3,71
Tb	0,74	0,83	0,55	0,62	0,43	0,46	0,69	0,71	0,73
Dy	4,67	5,22	3,65	4,46	3,07	3,59	4,61	4,96	5,02
Ho	0,85	0,87	0,63	0,86	0,6	0,65	0,86	0,92	0,94
Er	2,28	2,74	1,9	2,29	1,72	1,88	2,67	2,93	2,87
Tm	0,33	0,44	0,31	0,43	0,26	0,34	0,39	0,49	0,48
Yb	2,1	2,13	2,02	1,87	1,38	1,67	2,43	2	2,54
Lu	0,42	0,47	0,31	0,33	0,29	0,27	0,43	0,37	0,41
Hf	2,59	2,62	2,59	2,67	2,54	2,06	2,16	2,54	3,87
Ta	0,43	0,45	0,39	0,43	0,37	0,38	0,41	0,49	0,58
Pb	1,83	4,93	6,63	2,83	7,35	5,18	4,49	5,91	<1
Th	0,81	0,99	1,84	0,86	1,23	1,43	1,31	1,14	1,41
U	0,23	0,25	0,39	0,2	0,29	0,31	0,41	0,29	0,4

Комплекс	Суйсарский комплекс		Койкарский комплекс, метагаббродолериты, метадолериты						
	28	29	30	31	32	33	34	35	36
Порода									диорит
№ пробы	602201	701501	507201	507301	702301	800401	800501	800601	с.4/44.6
SiO ₂ , %	51,6	52,6	45,7	51,6	51,4	51,5	49,1	57,6	
TiO ₂	1,63	1,66	2,69	2,22	0,63	1,42	2,87	1,83	
Al ₂ O ₃	14,4	12,1	11,8	11	8,89	9,89	12,2	11,6	
FeOт	12,9	10,3	19,7	19,5	12,5	15,6	13,2	14,7	
MnO	0,17	0,15	0,27	0,7	0,22	0,21	0,15	0,13	
MgO	6,14	8,73	5,18	1,95	13,5	8,23	10,1	1,75	
CaO	5,62	7,39	8,99	6,01	8,16	7,42	3,92	5,58	
Na ₂ O	4,74	2,14	2,45	2,68	0,71	3,67	1,45	3,84	
K ₂ O	0,11	1,24	1,43	1,45	1,25	0,53	1,26	1,45	
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	
п.п.п.	2,28	3,07	0,93	1,34	2,21	1,11	5,41	1,05	
Сумма	99,7	99,6	99,4	99,3	99,6	99,7	99,8	100	
Микроэлементы, г/г									
V	282	230	473	13,1	214	217	474		572
Cr	54,8	311	50,6	17,2	921	246	31,9		63
Ni	68,4	140	236	3,31	284	48,3	49,2		50,9
Rb	3,06	29,5	86,1	69,2	102	17,6	35,2		225
Sr	91,3	95,7	125	118	95,9	298	27,4		321
Y	19,8	21,9	52,2	106	13,3	19,4	47,8		65,4
Zr	90,6	170	208	439	67,5	150	250		266
Nb	8,9	18,1	13,7	28,1	2,83	12,1	15,1		14,8
Ba	54,6	493	292	1380	179	303	45,8		281
La	10,7	23,2	18	41,2	10,7	24,5	12,9		25,9
Ce	23,9	49,6	41,6	100	22,6	56,7	31,5		65,9
Pr	2,99	6,28	5,61	13,4	2,76	6,99	4,54		8,53
Nd	14,9	28,3	29,3	66,2	12	35,7	23,7		33,9
Sm	3,42	5,39	7,17	15,5	2,49	6,04	6		9,22
Eu	0,89	1,65	2,16	3,89	0,76	1,56	1,59		2,31
Gd	3,77	5,12	8,63	18,6	2,46	5,39	7,52		10,7
Tb	0,54	0,82	1,43	3,06	0,38	0,77	1,28		1,81
Dy	3,6	4,45	9,78	21,3	2,78	4,42	8,82		11,4
Ho	0,76	0,78	1,87	3,79	0,52	0,81	1,64		2,42
Er	2,17	2,42	5,77	10,9	1,52	1,91	5,42		7,31
Tm	0,3	0,27	0,82	1,73	0,21	0,26	0,67		1,02
Yb	1,85	1,92	5,06	10,2	1,39	1,65	4,09		5,85
Lu	0,26	0,24	0,82	1,72	0,23	0,24	0,69		0,85
Hf	2,59	4,32	5,48	11,4	1,7	3,63	6,65		7,6
Ta	0,48	1,1	0,79	1,72	0,16	0,92	0,96		1,25
Pb	2,11	1,49	9	139	8,97	12	<1		<0,30
Th	1,26	3,36	2,98	7,22	1,45	3,54	3,34		3,26
U	0,3	0,76	0,7	1,66	0,19	1,17	0,71		7,72

Комплекс	Койкарский комплекс, мегааббродолериты, метадолериты				Кимозерский комплекс, метакимберлиты			Метасоматиты, падминский тип	
	37	38	39	40	41	42	43	44	45
Порода									
№ пробы	с.4/44.6	с.4/44.9	с.4/45.0	с.4/51.0	603701	603801	604001	5574/155	5576/126
SiO ₂ , %					20	46,9	31,8		
TiO ₂					0,18	1,04	2,95		
Al ₂ O ₃					0,81	4,36	4,12		
FeOt					5,18	9,84	21,1		
MnO					0,2	0,15	0,8		
MgO					17	21	27,6		
CaO					28,4	11,7	0,85		
Na ₂ O					<0,1	<0,1	<0,1		
K ₂ O					0,036	0,065	0,05		
P ₂ O ₅					0,13	0,13	0,13		
п.п.п.					28	3,68	10		
Сумма					100	99,5	99,8		
Микроэлементы, г/т									
V	572	431	444	376	25,3	98	130	1910	103
Cr	63	54	38,2	31,4	260	394	836	102	119
Ni	50,9	37,6	36,8	45,7	<2	<2	5,46	45,9	98,9
Rb	225	92,2	58,6	84,4	720	642	666	35,6	143
Sr	321	191	167	166	79,6	42,4	22,9	34,6	22,5
Y	65,4	47,7	50,2	41,8	5,29	26,1	22,9	16	12,4
Zr	266	199	205	178	61,2	473	1170	153	85,7
Nb	14,8	12,2	11,3	10,1	25,2	173	154	10,4	9,26
Ba	281	387	593	541	6,55	9,41	66,8	24,2	314
La	25,9	18,2	19,2	15,6	46,3	123	166	29,3	37,5
Ce	65,9	44,9	44,8	38,2	85,8	257	289	49,9	70,9
Pr	8,53	5,72	5,49	5,09	9,5	27,6	27,9	6,31	7,1
Nd	33,9	25,1	25,4	21,2	31,5	95,3	85	25,1	28,2
Sm	9,22	6,05	7,21	6,01	3,89	15,4	10,5	4,57	4,13
Eu	2,31	1,9	1,9	1,72	0,9	2,47	1,95	1,06	0,94
Gd	10,7	7,83	7,92	6,88	3,32	12,2	10	4,2	2,93
Tb	1,81	1,31	1,39	1,08	0,34	1,33	1,18	0,62	0,47
Dy	11,4	8,31	9,14	7,35	1,32	5,74	5,22	3,43	2,44
Ho	2,42	1,74	1,83	1,59	0,2	1	0,87	0,59	0,41
Er	7,31	4,88	5,32	4,32	0,43	2,41	2,05	1,71	1,34
Tm	1,02	0,72	0,7	0,6	0,049	0,27	0,23	0,25	0,18
Yb	5,85	4,44	4,65	4,19	0,31	1,61	1,48	1,28	1,15
Lu	0,85	0,69	0,66	0,58	0,04	0,22	0,25	0,22	0,29
Hf	7,6	6,62	5,91	5,4	1,24	10	28,1	4,23	2,26
Ta	1,25	0,94	0,95	0,85	1,05	6,99	13	0,79	0,81
Pb	<0,030	7,16	17,5	22,1	12,5	<1	8,22	13,3	33,5
Th	3,26	2,76	2,74	2,42	4,54	18,3	12,6	9,74	10,6
U	7,72	2,35	0,79	0,76	0,55	2,06	2,53	122	2,92

Комплекс	Метасоматиты, падминский тип							
	46	47	48	49	50	51	52	53
Порода								
№ пробы	5576/13 5	5576/13 6	5576/15 5	5586/11 4	5586/12 3	5586/14 2	5586/16 9	5586/260
SiO ₂ , %								
TiO ₂								
Al ₂ O ₃								
FeO								
MnO								
MgO								
CaO								
Na ₂ O								
K ₂ O								
P ₂ O ₅								
п.п.п.								
Сумма								
	Микроэлементы, г/г							
V	411	347	440	78,2	86	69	154	35,2
Cr	115	121	55,8	112	84,5	51,9	129	42,2
Ni	74,8	61,3	11,4	60,1	59,7	7,12	100	23,5
Rb	97,5	80	8,86	79,1	78,8	<2	81,1	36,2
Sr	55,4	27,2	59,4	32,5	36,7	37,3	29,1	64,8
Y	21,4	12,7	6,06	16,3	9,9	0,51	15,2	9,27
Zr	114	77,5	77,8	163	99,1	5,45	118	27,5
Nb	10,4	10,4	4,4	8,35	6,88	0,25	9,03	2,48
Ba	136	90,4	140	79,1	71	5360	90,4	85,4
La	28,9	51,3	7	28,3	20,8	1,13	28,2	11,2
Ce	53,5	94,7	13,6	56,5	43,8	2,08	60,5	23,5
Pr	6,38	10,6	1,84	6,54	4,79	0,25	6,53	2,67
Nd	26,3	38,1	6,84	25,9	19,1	1,17	26,3	11,5
Sm	4,75	5,43	1,24	4,41	3,25	1,24	4,19	2,1
Eu	1,1	1,16	0,41	0,82	0,57	0,41	0,93	0,43
Gd	3,84	4,28	1,12	3,21	2,08	0,12	3,49	1,88
Tb	0,6	0,49	0,18	0,52	0,33	0,02	0,48	0,29
Dy	4,09	2,42	1,03	3,16	2,08	0,093	3,21	1,82
Ho	0,72	0,45	0,2	0,56	0,38	0,029	0,54	0,32
Er	2,06	1,39	0,62	1,71	1,08	0,04	1,58	0,84
Tm	0,28	0,19	0,11	0,24	0,15	0,007	0,24	0,17
Yb	1,6	1,15	0,5	1,28	0,79	0,06	1,27	0,73
Lu	0,29	0,19	0,088	0,23	0,22	0,0085	0,22	0,11
Hf	3,27	2,09	2,11	4,52	2,53	0,31	3,55	0,78
Ta	0,85	0,87	0,32	0,63	0,58	0,29	0,74	0,15
Pb	23,3	11,9	103	<1	9,43	4,53	1,71	7,47
Th	8,85	12,1	4,05	12,1	8,51	0,28	10,8	2,83
U	7,16	9,9	68,1	3,18	3,63	3,79	5,16	0,99

Электронное научное издание

**Рудой А. С.
Колянова И. Б.
Силина Н. Ф.**
и др.

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

**Издание второе
Серия Карельская
Лист Р-36-ХVIII (Толвуя)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *И. В. Сумарева*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2022. Тираж 50 дисков. Объем 631 Мб
Зак. 42115100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru