

## СТРОЕНИЕ, ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОНЕЖСКОГО ГЕОБЛОКА (ЮГО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ШИТА)

Комплексный анализ опубликованных геолого-геофизических материалов по Онежскому геоблоку позволяет уточнить динамику его образования в дорифее и выявить ранее неизвестные потенциально рудоносные структуры. Основой геоблока является соразмерный ему гигантский гранито-гнейсовый купол, формировавшийся над долгоживущим мантийным плюмом. Инфраструктура купола возникла в результате двух периодов аркогенеза (докарельского и позднекарельского), разделенных периодом раннекарельского тафрогенеза и накопления вулканогенно-осадочного проточехла с широким спектром геохимической специализации. Позднекарельский период аркогенеза разделяется на четыре этапа: I этап — ультраметаморфического роста купола и последующей компенсационной деструкции его кровли (проточехла) с образованием радиальной трехлучевой системы протограбенов — секториальных блоков проседания и двукратной гранитизации (Повенецкого, Прионежского, Олонецкого); II этап — коллапса, эндогенного взрыва с образованием Суйсарского кратера, зон складчато-разрывных дислокаций в его обрамлении и перекрытием их базальтами Онежского плато; III этап — заполнения впадин молассоидами калевиа и вепсия; IV этап — коллизии, внедрения комплементарных интрузивных комплексов рапакиви-габбро и регенерации докарельских магматитов.

Выделяется восемь разновозрастных вещественно-генетических типов оруденения син- и эпигенетического происхождения, причем некоторые металлы (медь, золото, платиноиды) являются «сквозными» на протяжении всей геологической истории геоблока. Наиболее благоприятными обстановками локализации эпигенетических рудных концентраций (U, V, Cu, Au, ЭПГ) являются тектонизированные и метасоматически переработанные участки протограбенов под экранами базальтов, вблизи поверхностей несогласий, в над- и околоинтрузивных зонах коллизионных магматитов.

Complex analysis of published geological and geophysical materials on the Onega geoblock allows the specification of the dynamics of its formation in the Riphean and the revealing of previously unknown potentially ore-bearing structures. The geoblock is based on the giant granite-gneiss dome of the same size formed above the long-living mantle plume. The infrastructure of the dome emerged as a result of two arcogeneses (Pre-Karelian and Late Karelian) divided by the period of the Early Karelian tafrogenesis and the accumulation of volcanogenic-sedimentary protocovert with a wide range of geochemical specialization. The Late Karelian period of arcogenesis is subdivided into four stages: Stage I of ultrametamorphic dome grown and subsequent compensation destruction of its roof (protocovert) to form the radial system of protograbens — sectorial subsidence block and twice repeated granitization (Povenets, Pre-Onega, Olonets blocks); Stage II of the collapse corresponds to the endogenous explosion to form the Suisari crater, fold-fault zones in the framing and their overlapping by the Onega Plateau basaltoids; Stage III of depression infilling with Kalevain and Vepsian molassoids; Stage IV of collision corresponds to the intrusion of complementary rapakivi-gabbro complexes and Pre-Karelian magmatite regeneration.

Eight petrogenetic types of mineralization of syn- and epigenetic origin are identified. Some of the metals such as Co, Au, Platinoids are «through» in the course of the geological history of the megablock. Tectonized and metasomatically reworked areas of protograbens under basaltic screen near the unconformity surfaces in super- and near-intrusion zones of collision migmatites are the most favourable settings of epigenetic ore concentrations (U, V, Cu, Au, PGE)

Изометричной формы Онежский геоблок поперечником около 250 км размещается в юго-восточной части зоны карелид Балтийского щита между Свекофеннской зоной на юго-западе и Беломорской зоной на северо-востоке. Южная часть

геоблока перекрыта венд-палеозойским платформенным чехлом. Докембрийские структуры геоблока сформированы главным образом в позднем архее — раннем протерозое в результате проявления и сочетания аркогенных (сводовых), ороген-

ных (коллизионных) и тафрогенных (раздвиговых, рифтогенных) процессов в континентальной земной коре [1, 3, 18, 29]. Вместе с тем, несмотря на несомненную гетерогенность геоблока, отмечается целый ряд признаков существования в его основе единой соразмерной долгоживущей мегаструктуры.

Таковыми признаками являются: 1) телескопирование выступа кратонного основания на поверхности и астеносферного—мантийного свода на глубине; 2) многократное поступление базитового и ультрабазитового материала в верхнюю часть земной коры; 3) проявление элементов радиально-концентрической системы размещения разновозрастных структур (прогибов, интрузивных массивов, разломов, вулканогенно-тектонических структур и др.) относительно единого геометрического центра вблизи г. Петрозаводск. Эти признаки скорее всего свидетельствуют о формировании Онежской мегаструктуры в кровле долгоживущего мантийного плюма — диапира, который в течение более 2 млрд лет определял флюидно-тепловой режим и структурно-вещественные формы верхней части земной коры [10, 12, 13, 30]. Перечисленные особенности территории заставляют пересматривать устоявшиеся представления о ее геодинамической природе и выдвигать новые гипотетические модели. Так, для центральной части геоблока, зачастую выделяемой в качестве Онежской «рифтогенной структуры» или «впадины» [18, 29], А. И. Голубевым и Н. Н. Трофимовым разработана геодинамическая модель раннепротерозойского сводового поднятия, возникшего на рубеже архея и протерозоя в результате массовой и интенсивной дегазации ядра и сопровождавшегося воздыманием астеносферы. Эта модель включает два последовательных этапа: этап сводообразования с внедрением расслоенных интрузий гипербазитов и этап прогибания с антидромным трапповым магматизмом и компенсационной седиментацией. Каждому этапу соответствуют син- и эпигенетические концентрации широкого комплекса рудогенных элементов.

Учитывая, что Онежский геоблок — важная и перспективная рудоносная структура, в пределах которой уже выявлены месторождения промышленных типов (хром, ванадий, уран, золото, платина, железо и др.), актуальным является углубление знаний о его геологическом строении, истории развития и металлогении с использованием всего комплекса специальных методов исследований. В этих целях в данной работе заново пересмотрены и обобщены по единой стандартной методике [8, 11] результаты всех разномасштабных геофизических работ (гравиметрических, магнитометрических, сейсмологических, петрофизических), проводившихся различными организациями в конце прошлого столетия, в том числе собственных исследований. В ряду использованных материалов — сейсмологический профиль МОВЗ Мян-дусельга—Вознесенье, переинтерпретированный по новой технологии Э. В. Исаниной. Результаты это-

го обобщения сопоставлены с опубликованными геологическими, геохронологическими и геохимическими данными по геоблоку и Балтийскому щиту в целом.

Проведенный комплексный анализ послужил основой для новых представлений о строении Онежского геоблока как единой мегаструктуры, главных этапах ее формирования и перспективах расширения минерально-сырьевой базы территории. Эти представления иллюстрируются схематическими картами размещения структурно-вещественных комплексов (СВК) и структур для трех уровней (срезов) верхней части земной коры (рис. 1–3) и прогнозно-металлогенической схемой (рис. 4).

### Комплексы пород и структуры верхней части земной коры

Главной глубинной структурой геоблока, по мнению ряда исследователей [18, 29], является астеносферный выступ аномальной мантии — свод с вершиной в районе Водлозеро — Петрозаводск. Поверхность Мохо (граница М) фиксируется здесь на глубинах 36–38 км с погружением по краям до отметок 41–44 км (Свирский блок и др). Кровля мантии осложнена прогибами и поднятиями с амплитудой до 2–3 км. В составе земной коры снизу вверх последовательно выделяются базальтовая, диоритовая и гранито-метаморфическая оболочки. Последняя составляет верхнюю часть земной коры до глубин 7–16 км. Для нее по геолого-геофизическим данным выделяют ряд СВК (табл. 1), который составляет три структурных этажа: 1 — докарельское (саамско-лопийское) метаморфическое и кратонное основание; 2 — карельский гетерогенный суперкомплекс; 3 — рифейский предплатформенный авлакогенный комплекс. По геофизическим характеристикам достаточно уверенно фиксируются границы между этажами и СВК: метаморфические рубежи, структурно-стратиграфические несогласия, интрузивные контакты, зоны разрывных дислокаций и пр.

*Саамская часть докарельского кратонного основания* не имеет выходов на современном эрозионном уровне, а на сейсмологическом профиле ее основание определяется прерывистой сейсмологической границей, кровля — сплошной границей. Глубина залегания последней меняется от 8–10 км в Прионежской впадине и 11–12 км в ее Свирской синформе. *Лопийская часть* докарельского основания, относимая наиболее часто к позднему архею и реже — к раннему протерозою, образует многочисленные выходы в обрамлении и широкие поля в основании карельских структур. На сейсмологическом профиле положение их кровли на глубине определяется сплошной границей.

Главным критерием структурно-вещественного деления докарельского основания в данной работе принимается степень ультраметаморфической гранитизации слоеобразующего водлозерского комплекса «серых гнейсов». На рис. 1 выделя-

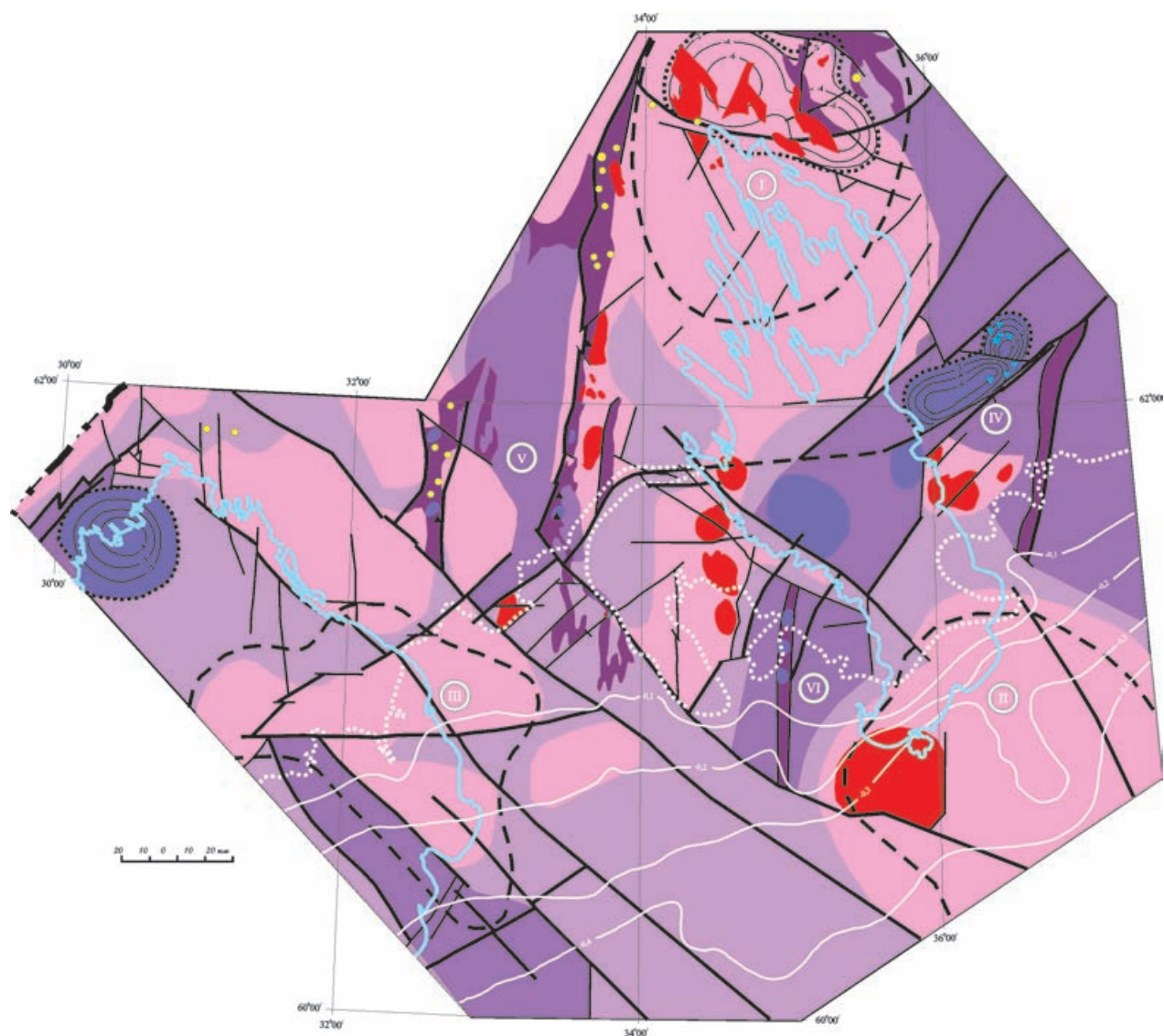


Рис. 1. Схематическая карта структурно-вещественных комплексов и структур докарельского основания Онежского геоблока

Усл. обозн. на рис. 3

ются три СВК: 1 — интенсивно гранитизированный СВК, представленный гранито-гнейсами и гранитными мигматитами и вмещающий аллохтонные массивы плагиоклаз-микроклиновых рапакивиподобных [10] гранитов телекинского комплекса (2450 млн лет); 2 — слабогранитизированный СВК, вмещающий расслоенные интрузии базит-гипербазитов бураковского комплекса (2450 млн лет). 3 — кроме того, выделяются фрагменты узких линейных шовных структур, так называемых гранит-зеленокаменных поясов Гирвасского, Парандовского и др.

В пространственном размещении СВК интенсивной гранитизации (1) и приразломной базификации (2) отчетливо проявляются трехлопастные (трехлучевые) системы, которые фиксируются соответственно пониженными и повышенными зна-

чениями поля силы тяжести. При этом аллохтонные граниты фиксируются глубокими отрицательными аномалиями (Повенецкой I, Прионежской II, Олонецкой III), а базит-гипербазиты — высокими положительными аномалиями (Водлозерской IV, Сязозерской V, Ивинской VI). Характерно, что конформирующие трехлопастные радиальные системы различны для разных СВК при их пространственной связи с единым геометрическим центром вблизи г. Петрозаводск.

В системе с пониженным и аномально отрицательным гравитационным полем выделяются Повенецкая, Прионежская и Олонецкая «лопасти», причем первая вмещает скопления массивов телекинских рапакивиподобных гранитов (Телекинский, Моторинский, Черемховский массивы), вторая — Мегранский массив и часть Белозерс-

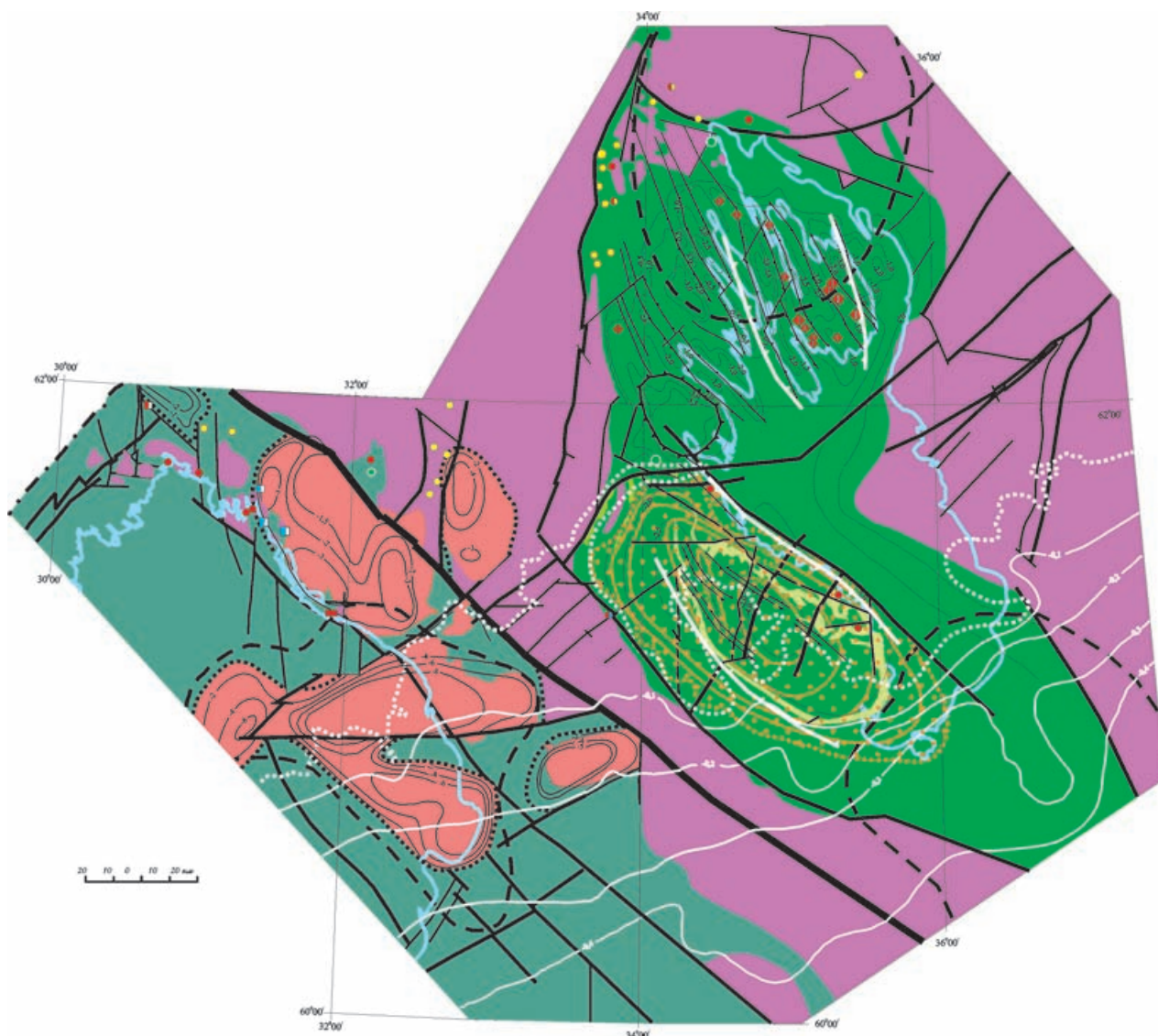


Рис. 2. Схематическая карта структурно-вещественных комплексов и структур раннекарельского проточехла Онежского геоблока (до глубины 7–10 км)

Усл. обозн. на рис. 3

ких гранитов, а третья также и значительно более поздние массивы гранитов рапакиви Восточного Приладожья [15].

Радиальным направлениям в структурах кратонного основания подчиняется также размещение трех цепочек расслоенных интрузий базит-гипербазитов (перидотитов, габбро-норитов), близсинхронных телекинским гранитам: Бураковская, Ивинская, Шуйская, Койкорская цепочки [24, 31]. В отличие от гранитов этим интрузиям свойственны свои «радиусы» (лучи), располагающиеся между секторами-ареалами интенсивной гранитизации (рис. 1). Одним из таких «радиусов» (секторов) является долгоживущий региональный Петрозаводский разлом (Бураковский радиус или Водлозерский блок), разделяющий Повенецкий и Прионежский секторы гранитизации. Другой «ра-

диус» Ивинский по геофизическим данным выделяется в основании Прионежского прогиба. Третий Сязозерский — реконструируется при объединении базитовых интрузий Парандовского и Гирвасского гранит-зеленокаменных поясов.

*Карельский суперкомплекс* регионального распространения в современных структурах Онежского геоблока (рис. 2) сохранился на поверхности эродированного кратонного основания в виде разобщенных прогибов и впадин глубиной от 1 до 6 км. Стратифицированное вулканогенно-осадочное выполнение этих структур традиционно разделяется на семь стратиграфических надгорizontов (снизу вверх): сумий, сариолий, ятулий, людиковий, суйсарий, калевий, вепсий. Эти надгорizontы последовательно слагают четыре генерации прогибов (впадин): 1 — генерацию разобщенных и различ-

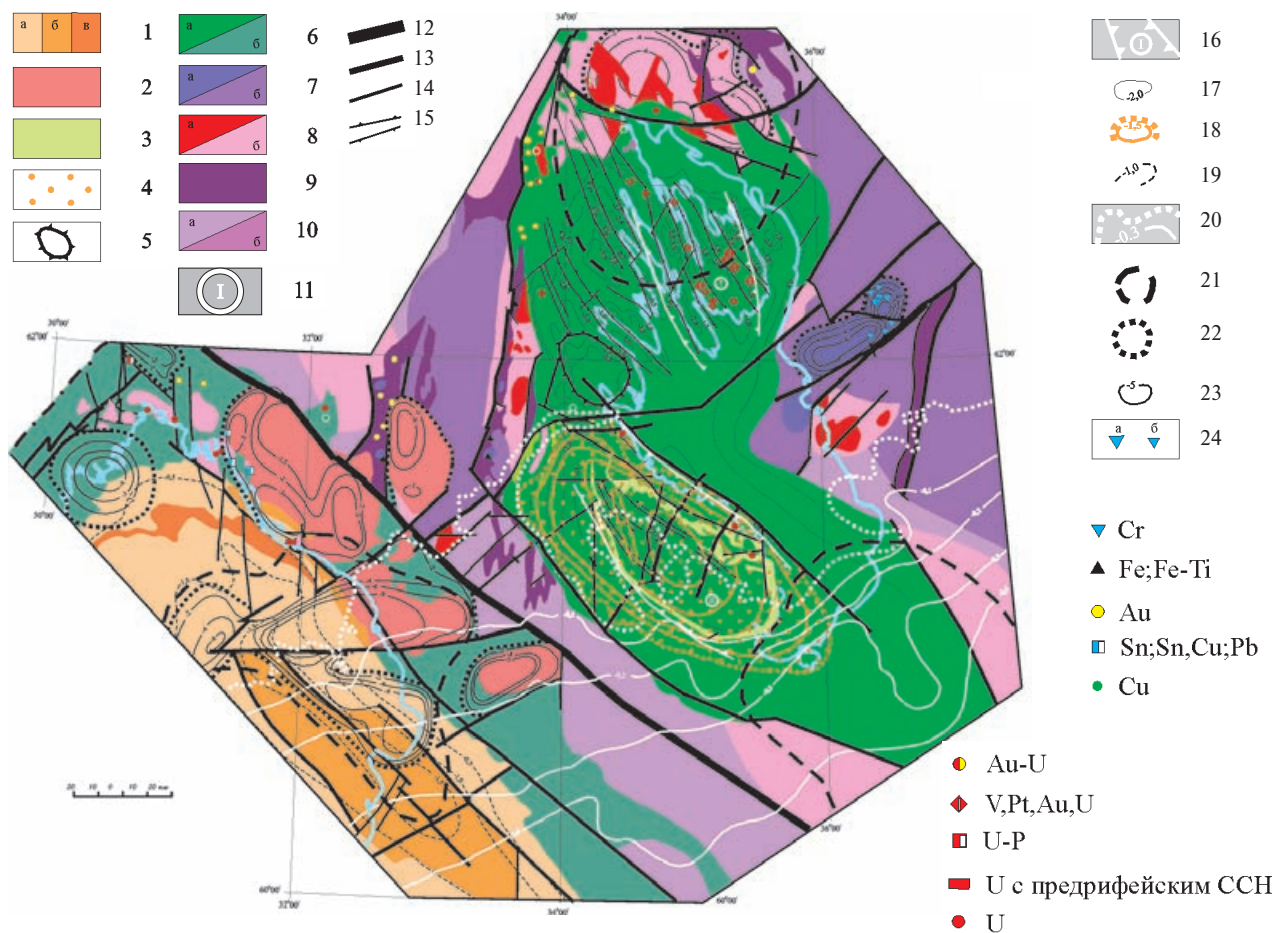


Рис. 3. Схематическая карта структурно-вещественных комплексов и структур верхней части земной коры Онежского геоблока (до глубины 7–10 км)

1 — рифейские образования: *a* — диабазы, габбро-диабазы Валаамского силла; *б, в* — Пашко-Ладожский прогиб (*б* — преимущественно осадочные отложения, *в* — вулканогенные образования); 2 — комплекс гранитов рапакиви; 3 — комплекс габбро-долеритов (ропручейский); 4 — вепсийская Прионежская впадина; 5 — суйсарская вулканотектоническая структура (главный кратер); *б* — зонально-метаморфизованный раннекарельский проточехол: *a* — зеленосланцевая фация с реликтами амфиболовой (мраморы, шунгиты), *б* — амфиболовая фация с андалузитом, ставролитом, кордиеритом в Саво-Ладожской мобильной зоне; *7a* — интрузии базит-гипербазитов (Бураковский комплекс), *7б* — пояса приразломной базификации; *8a* — интрузии рапакивиподобных калиевых гранитов (телекинский комплекс), *8б* — ареалы ультраметаморфической гранитизации; 9 — гранитзеленокаменные пояса; 10 — реликты водлозерского комплекса «серых гнейсов» (*a*), нерасчлененное докарельское основание (*б*); 11 — радиальные секторы региональных гравитационных минимумов (I — Повенецкого, II — Прионежского, III — Олонецкого), то же максимумов (IV — Водлозерского, V — Сязозерского, VI — Ивинского); 12 — трансрегиональные разломы мантийного заложения, разделяющие блоки I порядка; 13 — региональные внутрикоровые разломы длительного развития II–III порядков; 14 — внутрикоровые разломы, разделяющие блоки IV и более высоких порядков; 15 — зоны складчато-разрывных дислокаций (зоны СРД); 16 — границы блоков проседания проточехла (протограбенов); 17 — суммарная мощность раннекарельского проточехла (в км) по геолого-геофизическим данным; 18 — то же, вепсийских отложений в контуре Прионежской впадины; 19 — то же, рифейских отложений; 20 — контур платформенного чехла Русской платформы и его мощность; 21 — контуры основных региональных гравитационных минимумов; 22 — проекции слабоэродированных интрузивных массивов на дневную поверхность; 23 — изогипсы подошвы и боковых граней интрузивных массивов (в км). Главные элементы руд различного состава; 24 — масштаб рудных концентраций (*a* — месторождение, *б* — рудопроявление)

но ориентированных трогов (сумий, сариолий), 2 — генерацию реликтовых прогибов проточехла (ятулий, людиковий), 3 — генерацию вулканотектонических депрессий (суйсарий, калевий), 4 — генерацию вложенных телескопированных впадин (вепсий). Эти генерации четко различаются особенностями литологического состава осадочных

пород, но сопровождаются большей частью однотипными толеит-базальтовыми (трапповыми) ассоциациями вулканитов с низкой степенью explosивности [23, 24, 27].

Для первой троговой генерации характерны наиболее грубообломочные фации непостоянной мощности. Отложения второй генерации, напро-

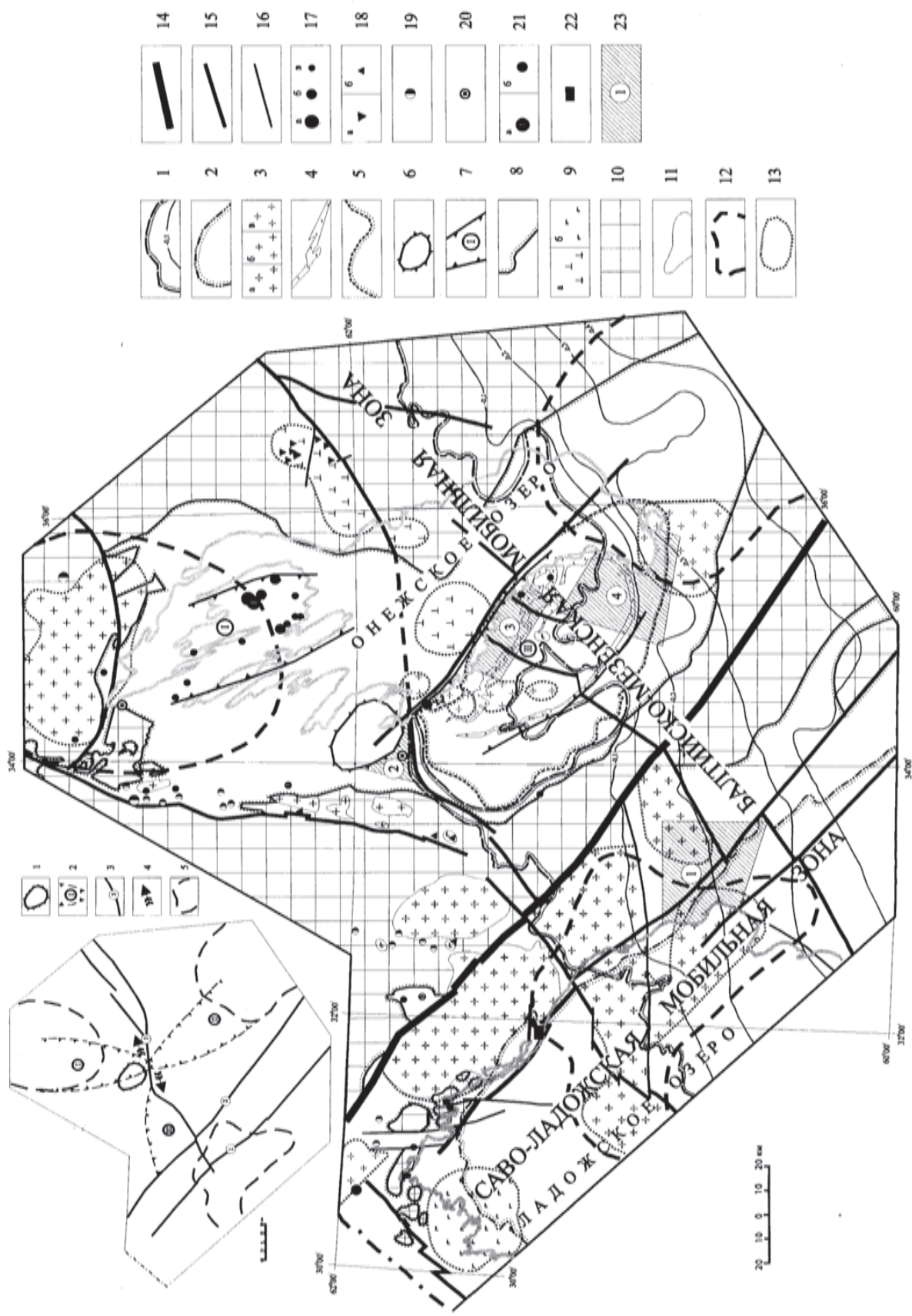


Рис. 4. Прогнозно-металлогеническая схема Онежского геоблока





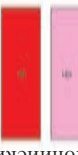

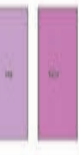
1 — предвентское ССН и изолинии мощности платформенного чехла; 2 — предрифейское ССН; 3 — поля развития рапаквидоподобных гранитов различного возраста. Интрузивные комплексы: а — позднекарельский (салминский), б — предкарельский (телекинский), в — полихронный (белозерский); 4 — велсийский ропручейский силл; 5 — предвелсийское ССН; 6 — Суйсарская ВТС (кратер); 7 — условные границы секториальных блоков проседания (I — Повенецкий, II — Прионежский прототрабены); 8 — предкарельское ССН; 9 — расслоенные интрузии базит-гипербазитов: а — Бураковская, б — прочие; 10 — нерасчлененное докарельское основание; 11 — геологические границы; 12 — контуры основных региональных гравитационных минимумов; 13 — проекции слабоэродированных интрузивных массивов на дневную поверхность; 14 — трансрегиональные разломы мантийного заложения, разделяющие блоки I порядка; 15 — региональные внутрикоровые разломы длительного развития II–III порядков; 16 — внутрикоровые разломы, разделяющие блоки IV и более высоких порядков; 17 — месторождения (а), рудопроявления (б), проявления (в); 18–22 — вещественно-генетический тип рудных концентратов: 18а — бураковский (Сг, Ni, МПГ), 18б — пуложгорский (Fe, Ti), 19 — сари-олийский (Au), 20 — руданский (Cu), 21а — палминский (U, V, Au, МПГ), 21б — заонежский (U), 22 — несогласия (Au, U); 23 — рудоперспективные площади. I — Нижнесвирская, 2 — Руданская, 3 — Шокшинская, 4 — Верхнесвирская (Мегранская).  
 Схема реконструкции доуйсарской инфраструктуры Онежского гранито-гнейсового купола: 1 — суйсарский кратер; 2 — секториальные прототрабены в доуйсарской позиции (I — Повенецкий, II — Прионежский, III — Олонецкий); 3 — основные разломы (1 — Рускеальский, 2 — главный разлом между Карельским и Ладожским мегаблоками, 3 — Петрозаводский); 4 — направление сдвигов в суйсарскую и более поздние эпохи; 5 — ареалы распространения рапаквидоподобных гранитов различного возраста (контуры региональных гравитационных максимумов)

тив, отличаются выдержанностью состава и строения разреза на больших расстояниях, что позволяет выделять хорошо диагностируемые стратиграфические надгоризонты (серии) и горизонты (свиты), а бассейны седиментации относить к субплатформенным — проточехольным [3, 20]. Картируемые ныне прогибы — это эрозионно-тектонические реликты некогда единого раннекарельского проточехла, покрывавшего широкую полосу щита от Белого озера на юго-востоке до Атлантики на северо-западе. Наиболее уцелели от эрозии площади распространения отложений, бронированных покровными вулканитами. Снизу вверх в разрезах этой генерации (проточехла) янгозерские кварциты сменяются туломозерскими доломитами и затем заонежскими флишоидами — разнообразными метасланцами с характерными горизонтами шунгитоносных и сульфидоносных пород. Мощность проточехла по выходам на поверхность обычно оценивается в 5–6 км. Дислоцированность отложений весьма неравномерна: от полных брахискладок до линейных сжатых структур.

Впадины *третьей генерации* ассоциируют с локальными вулcano-тектоническими структурами (ВТС) центрального типа. Наиболее крупные из таких впадин — Шуйская и Кондопожская, которые полукольцом обрамляют Суйсарскую структуру с юга и востока. Округлый кратер этой огромной вулcano-тектонической структуры (ВТС) имеет диаметр около 25–30 и глубину более 3–3,5 км (рис. 2). Кратер заполнен преимущественно глыбовым эруптивным материалом, так называемыми «соломенскими брекчиями», представляющими собой спекшееся и сцементированное лавами хаотическое нагромождение обломков и глыб пикритовых базальтов (агломераты, глыбовые лавобрекчии и пр.) Эту толщу пересекают силлы и дайки базитов и ультрабазитов-перидотитов с изотопным возрастом  $1975 \pm 24$  млн лет (Sm-Nd метод) и  $1980 + 57$  млн лет (Pb-Pb метод) [13, 24, 29]. Центральный кратер Суйсарской ВТС по периферии окружен широкой каймой (80–90 км) покровов базальтов и диабазов, которые перекрывают метаморфизованную и неравномерно дислоцированную заонежскую вулканогенно-черносланцевую свиту людиковия и слагают толщу суммарной мощностью более 200 м (Онежское вулканическое плато). Для разреза людиковия характерно нарастание вулканической составляющей снизу вверх, вплоть до максимума в суйсарии. Субвулканические аналоги траппов и суйсарских базитов образуют сложные одно- и двухфазные интрузивные тела в зонах Гирвасского, Петрозаводского и Прионежского разломов, которые локализуются либо среди пород фундамента (Пудожгорская), либо — ятулия-людиковия (Койкарско-Святнаволоцкая, Вилгинская, Сайнаволоцкая, Деревянская интрузии).

Шуйская впадина размером  $25 \times 15$  км осложняет южный борт Суйсарского кратера, обращенный к Петрозаводской зоне разломов. Она выполнена неясно — и ритмичнослоистыми пестроцветными и красноцветными алевролитами, и песчаниками калевиа (падосская свита) с автокластическими брекчиями красных и черных аргиллитов — реликтов постсуйсарских кор выветривания (красноземов). Глубина впадины и соответственно мощность отложений падосской свиты составляют около 400 м. Геофизические исследования указывают на весьма сложное строение дна и бортов этой впадины, что позволяет относить ее к кальдерным образованиям. Наблюдаемые здесь гравитационное и магнитное поля характеризуются резкодифференцированным сочетанием разноориентированных аномалий различной интенсивности, узкими зонами градиентов  $\Delta g$  и  $\Delta T_a$ , повышенными значения-

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛАТЕРАЛЬНОЙ И ПОСЛОЙНОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (до 7–10 км)

Стратиграфическая выделка и структура	Плотность среднечисловая, г/см <sup>3</sup>	Магнитная восприимчивость $\mu = 10^{-6} \text{СТС}$	Проводимость в фемтосекундном диапазоне	
			$\Delta \sigma$	$\Delta T_e$
Рифейский 	a — 2,50; б — 2,80 2,79	a — около 0; б — около 1640 15; 1500	От слабоотрицательного до слабоположительного —	От отрицательного до линейно-положительного От спокойно отрицательного до линейноположительного
	2,61	10	Резкоотрицательное	От спокойно отрицательного до слегка положительного
Карельский 	2,90	1100	—	Высокоположительное
	2,65	10	Слабоотрицательное	Спокойное отрицательное
6 	2,77	35; 3000	От отрицательного до положительного	Дифференцированное: от отрицательного до высокоположительного
	2,76	150	Преимущественно положительное	От отрицательного до линейно-положительного
7 	2,97	4000	Высокоположительно	Дифференцированное до высокоположительного
	2,76	75; 2600	От положительного до высокоположительного	От отрицательного до положительного
8 	2,64	80; 800	Резкоотрицательное	От отрицательного до положительного
	2,67	20	Отрицательное	Спокойное отрицательное, слегка положительное
9 	2,79	25; 200	Интенсивно положительное	Линейное дифференцированное
	2,71	270	Положительное	Положительное
10 	—	—	—	—



ми последних, хаотичным простиранием осей аномалий и другими геофизическими признаками.

*Четвертая генерация* впадин карелия представлена единственной обширной ( $63 \times 100$  км) и асимметричной Прионежской впадиной вепсия, которая вложена в одноименный прогиб второй генерации, аналогичный Повенецкому прогибу. В разрезе этой впадины сероцветные песчаники петрозаводской свиты перекрываются пестроцветными пухтинскими конгломератами, а затем красными сливными шокшинскими кварцито-песчаниками. Общая мощность молассоидов вепсия составляет 1,5–2 (до 3) км.

Для познания структуры карельских прогибов (впадин) очень важен вопрос о природе и степени метаморфизма их выполнения. Отложения прогибов первых двух генераций (сумий—людиковый) характеризуются широкими вариациями степени метаморфизма, от амфиболитовой до зеленосланцевой фации. Напротив, вышележащие отложения молассовых впадин (3- и 4-й генераций) подверглись слабому региональному метаморфизму. В выходах на поверхность отложения ятулия—людиковия в Восточном Приладожье метаморфизованы в амфиболитовой фации, а в ядрах разбитых здесь «окаймленных» гнейсовых куполов они почти неотличимы от ремобилизованных гранулитов архея. Вместе с тем, на фоне преобладающей зеленосланцевой фации метаморфизма этих пород в Заонежье (Повенецкий прогиб) присутствуют горизонты и пачки кварцитов, мраморов и шунгитов, которые скорее всего представляют собой реликты первичной амфиболитовой фации, регрессивно трансформированной при дислокационных процессах.

Представление о степени метаморфизма пород раннего карелия в нижних «придонных» частях Повенецкого прогиба косвенно можно получить при сравнении геологических и геофизических оценок мощности отложений. Существенное занижение (на 30–50%) последних по сравнению с первыми может свидетельствовать о высокой степени метаморфизма низов разреза и включении их по физическим параметрам в состав гранитизированного докарельского основания — ареалов интенсивной гранитизации (рис. 1).

Приведенные данные о метаморфизме пород раннего карелия позволяют говорить о существовании вертикальной и латеральной метаморфической зональности, сформированной в досуйсарское время. При этом наиболее полной вертикальной колонной метаморфизма и наибольшей сохранившейся мощностью отложений ятулия—людиковия (до 5–6 км) в прогибах второй генерации характеризуются структуры типа продольных протограбенов протяженностью 100–120 и шириной 50–60 км. Как видно из рис. 2, на плечах этих структур в Заонежье, Прионежье и Восточном Приладожье мощность указанных отложений резко уменьшается до 1–0,5 км, что свидетельствует о значительных амплитудах проседания и тектонических ограничениях по крутопадающим разломам. В част-

ности, амплитуда смещения западного фланга Повенецкого протограбена вдоль Кондопожской зоны смятия по геофизическим данным (Л. К. Кокорина) составляет около 2 км. Нижние части разреза карелия в протограбенах, как уже указывалось, вероятнее всего, близки по степени метаморфизма к породам докарельского основания. Верхние же части их разреза, как правило, метаморфизованы в зеленосланцевой фации, на фоне которой существуют реликты амфиболитовой фации в виде горизонтов и пачек кварцитов, мраморов и шунгитов. Кроме этих реликтов в породах заонежской свиты отмечаются признаки «отдаленной» гранитизации (влияние гранитных массивов?) в виде вкрапленности мусковита и турмалина.

Фрагмент еще одной структуры типа протограбена с весьма значительной мощностью и степенью метаморфизма пород людиковия существует в Восточном Приладожье, в зоне Главного Карельского линеамента (Саво-Ладожской зоны). По геофизическим данным, западная часть этого Олонецкого протограбена фиксируется в акватории Ладожского озера в обрамлении «ножки» Салминского лополита гранитов до глубины 6–8 км (рис. 2, 3).

Интерпретация геолого-геофизических данных, кроме выявления систем трех протограбенов, позволяет также сравнивать особенности внутренней структуры прогибов. Установлено, что для Повенецкого прогиба (протограбена) к востоку от Суйсарской ВТС (кратера) характерно существование так называемых зон складчато-разрывных дислокаций (зон СРД). Эти зоны представляют собой субпараллельные узкие гребневидные (сжатые) антиклинали диапирового типа, в ядрах которых среди заонежских сланцев на поверхности выходят дислоцированные и метасоматически переработанные доломиты подстилающей туломозерской свиты, рассеченные продольными дайками лейкодиабазов. Зоны СРД хорошо фиксируются линейными отрицательными гравиметрическими (–2,5–10 мгл) и положительными магнитными (500–1000 гамм) аномалиями. Антиклинали зон СРД разделяются широкими и пологими синклиналями. Ширина зон СРД составляет 2–5 км при протяженности 30–80 км. Размах крыльев синклиналей до 8–15 км. На Заонежском полуострове восточнее Суйсарской ВТС выделяется целый ряд зон СРД (с запада на восток): Кондопожская, Уницкая, Святухинско-Космозерская, Тамбицкая, Кузарандовская; западнее Суйсарской ВТС, т. е. вне Повенецкого протограбена, зоны СРД менее характерны. Обнажающиеся там терригенные и карбонатные отложения имеют значительно меньшую мощность и смяты преимущественно в широкие пологие брахимальные складки, оси которых субпараллельны ограничениям протограбена. Близ поверхности эти ограничения представлены флексурами, на глубине (по данным геофизики) переходят в крутопадающие разломы.

Прионежский и Повенецкий прогибы разделяются субширотной Петрозаводской зоной разло-

мов докарельского заложения. Зона разломов относится к группе сейсмологически нерасслоенных структур и подобно другим зонам «молчания» проявляется в виде линейного сводового поднятия. На разрезе она имеет форму клина, ограниченного крутопадающими разломами. Ширина зоны составляет 10–13 км.

Прионежский прогиб, в отличие от Повенецкого, имеет двухэтажное строение: вепсийская впадина вложена в рамки досуйсарской (раннекарельской) структуры проседания (протограбена). Мощность вепсия оценивается здесь в 1,5–2 (до 3) км, а подстилающих отложений карелия в 4–5 км. Зонами поперечных разломов коро-мантийного заложения Прионежский прогиб разделяется на три блока: Пухтинский (Лососинский), Ладвинский и Свирский (Белозерский).

В северной части Пухтинского блока по геофизическим данным диагностированы структуры типа зон СРД. Наиболее четко выделяются Машозерская и Остреченская зоны, залегающие на глубине среди отложений ятулия–людиковия, но не продолжающиеся в вепсийский этаж. Это еще раз подтверждает версию о роли суйсарской тектоники в их образовании. В Ладвинском блоке зоны СРД на глубине проявлены слабо. В отличие от первых двух блоков, Свирский блок характеризуется максимальной расслоенностью и появлением дополнительных границ в пространстве диоритовой и базальтовой оболочек. Докарельское основание этого блока вмещает округлой формы Мегранский гранитоидный массив, кровля которого располагается вблизи (выше?) предкарельского несогласия. Массив обычно относится к телекинскому комплексу, но возможен и более молодой возраст.

Толща вепсия Прионежской впадины вмещает огромный Ропручейский силл габбро-долеритов мощностью более 150–200 м и площадью около 2000 км<sup>2</sup>. Изотопный возраст этой одноактной интрузии оценивается в 1770±12 млн лет [6]. Не исключено, что именно под влиянием силла, внедрившегося главным образом вдоль межформационной границы между петрозаводской и шокшинской свитами, шокшинские песчаники в его кровле превратились в сливные кварциты с регенерационным цементом.

К поствепсийской эпохе магматической активизации наряду с Ропручейским силлом относятся также формирование массивов рапакиви в приладожской части Олонецкого протограбена. В его рамках среди отложений ятулия–людиковия рапакиви образуют как крутопадающие, так и пологозалегающие тела. На северном плече протограбена массивы рапакиви имеют уплощенную форму и размещаются вдоль границы карелия с его основанием. В целом скопление массивов рапакиви в Восточном Приладожье имеет форму лополита. Наиболее поздними магматитами этой эпохи являются габбро-долериты Валаамского силла (1457–1459 млн лет) [26].

На эродированной поверхности неравномерно метаморфизованного и дислоцированного карель-

ского суперкомплекса и гранитов рапакиви размещается рифейский Пашско-Ладожский прогиб (рис. 3).

## Динамика формирования мегаструктуры

Охарактеризованные по геолого-геофизическим данным особенности состава, строения и соотношений в пространстве и времени основных структурно-вещественных комплексов и структур Онежского геоблока позволяют реконструировать историю его формирования как единой мегаструктуры гигантского гранито-гнейсового купола [1, 7, 16]. При этом инфраструктура Онежского купола оказывается близкой к сводной модели, разработанной для дорифейской генерации рудоносных аркогенных (кольцевых) структур фундамента древних платформ [1, 2].

Перед рассмотрением реконструированной геодинамической истории следует указать, что согласно этой модели формирование таких куполов включает три последовательные стадии [3, 17]: 1 — начальную, собственно аркогенную стадию роста (воздымания, всплывания) купола в результате ультраметаморфических процессов разуплотнения — гранитизации вещества земной коры над мантийным плюмом; 2 — стадию компенсационной деструкции купола по радиальным и концентрическим направлениям в результате его остывания (усадки) с образованием трехлучевой (трехлопастной) системы секториальных блоков проседания — протограбенов, которые отличаются наибольшей сохранившейся мощностью зонально метаморфизованных пород кровли; 3 — конечную коллизионную (орогенную) стадию внедрения в инфраструктуру купола комплементарных магматических комплексов кислого и основного — ультраосновного состава.

В истории формирования Онежской мегаструктуры выделяются не один, а два аркогенных периода (докарельский и позднекарельский), разделенных периодом раннекарельского регионально-го тафрогенеза (табл. 2).

*Первый докарельский аркогенный период* охватывает конец архея и начало раннего протерозоя с формированием гигантского гранито-гнейсового купола диаметром более 250 км за счет ультраметаморфической гранитизации водлозерского комплекса «серых гнейсов» и его аналогов. На рис. 1 представлена результирующая геологическая ситуация докарельского основания, возникающая в результате компенсационной деструкции купола, проявления предраннепротерозойского магматизма и последующей глубокой эрозии. Кроме реликтовых полей слабогранитизированных серых гнейсов и фрагментов рассекающих их лопийских гранит-зеленокаменных поясов, в геофизических полях хорошо выделяются ареалы интенсивной гранитизации и базификации, которые образуют самостоятельные радиальные трехлопастные системы. В ареалах первого рода (Повенецком, Прионежском) на удалении от геометрического цент-

## ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОНЕЖСКОГО ГЕОБЛОКА

Геоисторические эпохи (интервалы в млн лет)	Геодинамические процессы (обстановки)		Типоморфные геологические структуры	Названия структур и комплексы пород
	периоды	этапы		
Рифей 1650(1550)–1000	Рифейский тафрогенный (авлакогенный) период	Этапы заложения и заполнения прогиба	Приозерская, салминская и другие свиты ССН	Пашско-Ладожский прогиб
Рапакиви 1800–1650 (1550)	Позднекарельский аркогенный период формирования телескопированного Онежского гранито-гнейсового купола и его инфраструктуры (II генерация)	Коллизионный этап внедрения комплементарных интрузивных комплексов	Массивы гранитов рапакиви, габбро-анортозитов, габбро-долеритов	Салминский и др. массивы Ропручейский силл
Вепсий 1950–1800		Этап заполнения молассовых впадин и провалов (протограбенов и кальдер)	Падоская, кондопожская, петрозаводская, шокшинская свиты (III и IV генерации впадин) ССН-СМН	Шуйская и Прионежская впадины
Калевий 1975–1950		Этап эндогенного взрыва (коллапса)	Суйсарский комплекс вулканитов (ВТС центрального типа)	Суйсарский кратер, Заонежское базальтовое плато
Предсуйсарий 2050–2000		Этап ультраметаморфической гранитизации: рост купола и компенсационная деструкция его кровли (проточехла)	Трехлучевая система блоков проседания – протограбенов (полей двукратной гранитизации проточехла)	Повенецкий, Прионежский, Олонецкий протограбены
Людиковский 2100–2050	Раннекарельский тафрогенный (протоплатформенный) период формирования Лапландско-Карельского протоавлакогена	Этап заполнения протоавлакогена осадками и траппами с образованием проточехла	Заонежская, туломозерская, янгозерская свиты и их аналоги (II генерация впадин)	Реликтовые впадины проточехла: Онежская, Прионежская, Олонская, Приладожская, Ветреного Пояса
Ятулий 2300–2100		Этап заложения протоавлакогена (троговый)	Сумийская, сариолийская свиты (I генерация впадин) ССН-СМН	
Сумий, сориолий 2450–2300				
Лопий 2600–2450	Докарельский аркогенный период формирования Онежского гранито-гнейсового купола и его инфраструктуры (I генерация)	Завершающий коллизионный этап внедрения комплементарных интрузивных комплексов	Телекинский комплекс интрузий рапакиви-подобных гранитов и бураковский комплекс расслоенных интрузий базитов-гипербазитов	Телекинский, Моторинский, Бураковский и др. массивы

Примечание. Выделение суйсария из рамок людиковского обусловлено резким изменением геодинамической обстановки в эту эпоху (деструкция купола, коллапс). ВТС — вулcano-тектоническая структура, ССН — структурно-стратиграфическое несогласие, СМН — структурно-метаморфическое несогласие.

ра купола размещаются аллохтонные интрузии порфириовидных (рапакиви-подобных) плагиоклаз-микроклиновых гранитов телекинского комплекса с возрастом 2450 млн лет. В Олонском ареале в такой же позиции размещаются значительно более поздние граниты рапакиви, сформированные в интервале 1650–1600 (1550) млн лет. Близ-

кие петрохимические и геохимические особенности этих комплексов, несмотря на преимущественную локализацию их в разных структурных этапах, позволяют предполагать формирование рапакиви за счет метасоматической ремобилизации (регенерации) более ранних телекинских гранитов. Реальность этих предположений косвенно под-

тверждается широким диапазоном изотопных датировок гранитов, относимых к телекинским или рапакиви. Так, для гранитов кумсинской зоны (Повенецкий ареал) кроме основной даты в 2450 млн лет фиксируются даты в 1975 и даже в 1800 млн лет [25]. В свою очередь среди гранитов Выборгского и других массивов рапакиви с возрастом 1667–1617 млн лет выделяются «параавтохтонные» микроклиновые граниты, датированные 1900–1870 (1790) млн лет [15, 26]. В целом ансамбль разновозрастных гранитов и соответствующих им овальной формы региональных гравитационных минимумов образует подобие прерывистого кольца, удаленного от условного геометрического центра мегаструктуры на 120–150 км. Это кольцо как бы ограничивает внутреннюю зону гранито-гнейсового купола [1], фиксируя подочаговые зоны гранитообразования [26].

Близсинхронные телекинским гранитам и комплексные им расслоенные интрузии основного ультраосновного состава (бураковский комплекс, 2450 млн лет) размещаются также по радиальным направлениям, но иным чем предыдущие, занимающим промежуточное положение между ареалами интенсивной гранитизации (Повенецким, Прионежским, Олонецким). При этом одним из признаков их сродства является присутствие в составе базитовых интрузий небольших массивов калиевых гранитоидов. Предкарельская эрозия, глубина которой оценивается в 3–4 км и более, вероятно, уничтожила большую часть разреза кровли докарельского купола, в том числе структуры типа протограбенов. Породы эродированных комплексов могли сохраниться в составе полимиктовых конгломератов трогового комплекса сумия-сариолия, начинающего разрез карелия в Кумсинской структуре и прогибе Ветреного Пояса [20].

*Раннекарельский тафrogenный период* развития характерен не только для Онежского геоблока, но и для всей зоны карелид Балтийского щита. Свойственные этому периоду процессы раздвигов и проседания, эпиконтинентальной седиментации и наземного траппового вулканизма охватили широкую полосу северо-западного простирания между Беломорской и Свекофеннской кратонными плитами [20]. Эта полоса, протягивающаяся от района Белого озера на юго-востоке до района Кируны на северо-западе и, вероятно, наследующая положение цепочки долгоживущих мантийных плюмов типа Онежского, получила название трансрегионального Лапландско-Карельского протоавлакогена [3]. Эволюция этой тафrogenной структуры включает три стадии седиментации в рамках ятулийского и людиковийского надгоризонтов регионального распространения: янгозерскую терригенную, туломозерскую терригенно-карбонатную и заонежскую флишоидную черносланцевую. Каждая стадия сопровождается субщелочным вулканизмом среднего-основного состава с образованием трапповых покровов, небольших линейных вулканических аппаратов и субвулканических интрузий [18, 27]. Общая мощность разреза тафро-

генного комплекса составляет около 5–6 км, а временной интервал его формирования оценивается в 250 млн лет (табл. 2). По мере развития протоавлакогена происходило углубление бассейна седиментации с фациями осадков, от шельфовых до достаточно глубоководных. При этом максимальные глубины и проявления вулканизма были характерны для людиковия, в эпоху которого функционировали аналоги газогидротермальных природных систем типа современных океанических черных курильщиков, поставивших в бассейн массы серы и углеводородов (углеродистого вещества) с большим набором рудогенных элементов. Эти процессы определили весьма широкий спектр рудно-геохимической специализации черносланцевых пород заонежской свиты и ее аналогов как в Карелии, так и в Лапландии [3, 4, 29].

Накопление значительной мощности раннекарельского тафrogenного комплекса (проточехла) способствовало экранированию глубинного теплового и флюидного потока, исходящего от мантийного свода (плюма), что создавало условия для новой мощной активизации факторов ультраметаморфизма [17]. Это привело к прекращению седиментации в рамках протоавлакогена и повторному телескопированному формированию Онежского, а также, вероятно, Лехтинско-Шомбозерского, Салла-Панакуолаярвинского, Ботничского (Шеллефтео) и Кирунаварского гигантских гранито-гнейсовых куполов.

*Начальный этап позднекарельского аркогенного периода развития* Онежского геоблока (купола) включает две модельные стадии: собственно аркогенную (сводовую) и стадию компенсационной деструкции кровли купола. По геолого-геофизическим данным, первая выразилась в формировании колонны вертикальной метаморфической зональности проточехла, а вторая — в реанимации ранее существовавшей трехлопастной — трехлучевой системы полей повышенной гранитизации в секториальных блоках проседания (протограбенах) — Повенецком, Прионежском, Олонецком. В этих структурах проседания происходила повторная палингенная послонная и даже объемная гранитизация низов разреза раннего карелия, что хорошо картируется на поверхности в Восточном Приладожье. Идентичность петрофизических свойств гранитизированных пород карелия и докарельского основания неминуемо приводила при интерпретации потенциальных физических полей к существенному занижению мощности кровли купола в полях гранитизации и создавало трудности при выделении протограбенов. Явления проседания в этих структурах сопровождаются смятием их выполнения с образованием систем брахиальных складок продольной ориентировки.

Процессы раннекарельской зональной гранитизации, несомненно, трансформировали и структуры кратонного основания. Не исключено, что при этом могла происходить регенерация древнейших телекинских гранитов с депонированием возникающих при этом расплавов в промежуточных

магматических камерах. В коллизионный этап аркогенеза эти расплавы, содержащие «плавающие» овоиды ортоклаза, могли перемещаться в горизонты тафрогенного проточехла (кровли купола) с образованием массивов рапакивиподобных гранитов и типичных рапакиви, ассоциирующих с анортозитами.

Вместе с тем, в отличие от модели формирования гранито-гнейсовых куполов [1], вслед за компенсационной деструкцией Онежской мегаструктуры не последовало проявления коллизионных процессов. Вместо внедрения комплементарных интрузивных комплексов произошло экстраординарное явление — коллапс, или грандиозный эндогенный взрыв, обусловленный, вероятно, спонтанной энергетической разрядкой в кровле мантийного диапира. По своим последствиям этот коллапс был весьма сходен с метеоритным ударом, а образовавшийся кратер — с астроблемой [13]. С эпохой коллапса в Онежской мегаструктуре связан массовый выброс основного и ультраосновного вулканического материала с формированием Суйсарского кратера, излияниями базальтовых лав и различными деформациями.

Формирование Суйсарского вулкана сопровождалось целым рядом интересных явлений, которые в Заонежье и Прионежье фиксируются геологическими и геофизическими методами. В числе этих явлений: а) сдвиг Повенецкого протограбена на восток, а Прионежского — на запад вдоль омоложенного Петрозаводского разлома с горизонтальной амплитудой, примерно соответствующей диаметру кратера (рис. 2, 3). Первичное досдвиговое положение протограбенов реконструируется (врезка на рис. 4); б) стрессовая деформация осадочного выполнения протограбенов с образованием систем описанных ранее линейных зон складчатых-разрывных дислокаций (СРД), разделенных широкими синклиналиями; в) заполнение («заливка») этих синформ покровами суйсарских базальтов и диабазов с последующим перекрытием ими всей складчатой структуры протограбена; г) образование малых вулканических аппаратов (Вилгинского, Сайнаволоцкого и др.) вдоль субширотной линии сдвига и восточного края Прионежского протограбена.

Со стрессовыми деформациями осадочного выполнения Повенецкого протограбена в эпоху коллапса, вероятно, связано также проявление регрессивного метаморфизма с общим понижением степени метаморфизма до зеленосланцевой фации при сохранении реликтов амфиболитовой фации в виде мраморов и шунгитов.

После суйсарского коллапса проседание Повенецкого протограбена прекратилось, и в его пределах происходила лишь экзогенная дезинтеграция вулканических покровов со сносом материала, в том числе и кор выветривания (красноземов) в Кондопожскую и Шуйскую (Виданскую) кальдеры, образовавшиеся на восточном и южном флангах кратера. Мощность выполняющих их неметаморфизованных молассоидных отложений

падосской свиты достигает 400 м (III генерация впадин).

К югу от зоны Петрозаводского сдвига в Прионежском протограбене после коллапса и перерыва проседание устойчиво продолжалось в течение всего вепсия, однако при резкой смене типа седиментации и отсутствии признаков гранитизации и регионального метаморфизма. Мощность вепсийской толщи континентальных молассоидов достигает 1,5–2 км (впадина IV генерации). В основании вепсия фиксируется отчетливое структурно-метаморфическое несогласие (СМН).

«Отсроченная» коллапсом предрифейская коллизия в структурах Онежского гранито-гнейсового купола проявилась уже после заполнения вепсийской Прионежской телескопированной впадины в форме образования массивов рапакиви в Приладожье и внедрения мощного Ропручейского силла габбро-диабазов, габбро-долеритов в Прионежье. Граниты рапакиви, судя по рис. 3, локализируются преимущественно на участке резкого увеличения мощности кровли купола в Олонецком протограбене, а положение силла контролируется межформационной границей в вепсийской впадине. Относительно близкий возраст габброидов и гранитов рапакиви, возникших в интервале 1770–1650 млн лет, скорее всего свидетельствует об их комплементарности и вероятных связях с фидерной, по Л. И. Красному [12], структурой — плюмом. С внедрением силла связана регенерация цемента перекрывающих шокшинских песчаников, а с процессами формирования гранитоидов — метасоматические изменения вмещающих пород, включающие появление контактовых минералов и грейзенизацию. К отдаленным проявлениям последней может быть отнесено упомянутое ранее широкое распространение мусковита и турмалина в породах Повенецкого протограбена.

Разобшение в пространстве комплементарных магматитов кислого и основного состава, как показывает опыт изучения различных регионов, не является обязательным. Присутствие габбро-анортозитов в тесной ассоциации с гранитами рапакиви известно для Корсунь-Новомиргородского плутона на Украине [9], Салминского плутона в Приладожье [26], а соседство габбро-долеритового силла Оэнпелли и рапакивиподобных гранитов Набарлек описано для уранового рудного района Аллигейтер-Риверс в Северной Австралии [28].

Не исключено существование гранитов рапакиви также в юго-восточной части Прионежской структуры — в Свирском блоке в соседстве с Ропручейским силлом, там где региональный гравитационный минимум обычно интерпретируется как проявление крупного массива (Мегранского) или скопления массивов докарельского телекинско-го комплекса (рис. 1). Анализ геолого-геофизических материалов допускает возможность двойственной трактовки природы наиболее крупного Мегранского массива: либо в виде горста в составе докарельского основания, либо в виде интрузии рапакиви, проникающей в отложения каре-

лия под экраном Ропручейского силла. Этот район в пределах Балтийско-Мезенской подвижной зоны шита, как и районы Саво-Ладожской подвижной зоны рапакиви, может оказаться в числе долгоживущих протерозойских надочаговых ареалов ультраметаморфизма и многофазного гранитообразования [26].

В конце раннего—среднем рифее юго-западный фланг Онежской мегаструктуры оказался вовлеченным в процесс предплатформенного тафрогенеза и был перекрыт Пашско-Ладожским прогибом (авлакогеном) с четким структурно-стратиграфическим несогласием в основании.

### Металлогения геоблока и прогнозы

Как известно, большая часть обнаруженных в пределах Онежского геоблока рудных месторождений и проявлений различных металлов прямо или косвенно (опосредованно) связана с геохимически специализированными комплексами пород и размещается в типоморфных структурах, свойственных определенным этапам развития [1, 3, 4]. Проведенный анализ глубинного строения геоблока и геодинамических условий его формирования позволяет с новых позиций охарактеризовать особенности металлогении территории, а также, используя аналогии, выдвинуть ряд предположений о нетрадиционных для региона потенциально рудоносных геологических ситуациях с прогнозом крупных месторождений урана, меди и благородных металлов (рис. 4).

По составу руд, возрасту и связям с определенными комплексами пород, структурами и процессами можно выделить 8 вещественно-генетических типов рудных концентраций: бураковский, пудожгорский, сариолийский, руданский (вороновоборский), шуньгинский, заонежский, падминский, несогласия.

К первым двум типам (бураковскому и пудожгорскому) относятся соответственно магматические, скорее всего ликвационные крупные концентрации черных и благородных металлов, связанные с расслоенными и дифференцированными интрузиями основного и ультраосновного состава [19, 31].

*Бураковский тип* связан с завершением прекарельского коллизионного этапа развития и представлен крупными залежами хромитов в расслоенных массивах перидотит-габброноритового состава. Примесь платиноидов и золота в этих рудах составляет до 5 г/т. В свою очередь к *пудожгорскому типу* относятся стратиформные залежи титаномагнетитовых руд в дифференцированных субвулканических интрузиях (силлах) габбро-долеритов, принадлежащих к раннекарельскому тафрогенному трапповому комплексу. Кроме титана и железа, эти руды содержат значительные примеси ванадия, меди, а также золота и платиноидов. В медном концентрате содержание благородных металлов достигает 58 г/т [29, 31]. При огромных запасах практическая ценность место-

рождений первых двух типов определяется технологическими свойствами руд, которые изучаются в настоящее время. Эти типы могут прогнозироваться также в дифференцированных частях коллизионного Ропручейского силла [6].

В третий — *сариолийский тип* условно объединяются многочисленные мелкие проявления золота в обрамлении Онежского прогиба, приуроченные как к олигомиктовым и кварцевым конгломератам низов сариолия и ятулия, так и к трещинным зонам среди подстилающих метаморфитов лопийских гранит-зеленокаменных поясов. Эти убогие по содержанию золота проявления трактуются здесь как метаморфизованные россыпи эпохи накопления раннекарельского протоплатформенного чехла, в том числе проникающие в структуры древнего плотика. Неоднократные попытки прогнозирования и обнаружения в этой ситуации месторождений золото-ураноносных конгломератов типа Витватерсранда (В. З. Негруца и др.) не имели успеха, так как при этом не всегда учитывалась специфика условий формирования древнейших россыпей: бескислородная атмосфера, физическое выветривание и др. [3, 20, 28]. Эти условия были свойственны лишь раннеархею и способствовали образованию и сохранению в россыпях окатанных зерен таких минералов, как пирит и уранинит, ассоциирующих с самородным золотом.

В четвертый — *руданский тип* условно включаются стратиформные первично-осадочные, вулканогенно-осадочные концентрации сульфидов Fe, Cu, Pb, Zn и др., располагающиеся на различных уровнях разреза карелия (ятулия, людиковия, калевия, вепсия) и приуроченные к терригенным отложениям, в том числе в ассоциации с покровными базальтоидов и их туфов. Кроме указанных металлов, в составе этих «медистых песчаников» установлены примеси золота, серебра и иногда платиноидов. К наиболее значительным объектам этого типа можно отнести халькозин-борнитовое месторождение Воронов Бор в Онежском прогибе, рудопоявление Руданское в Шуйской впадине, проявление Рыбрека в Прионежской впадине (соответственно в ятулии, калевии, вепсии). В формировании наиболее существенных концентраций металлов несомненно участие процессов перераспределения вещества в эпохи активизации (коллапса, коллизии). Все они заслуживают более детального изучения, а их существование может свидетельствовать о возможности обнаружения в разрезе молассоидов, в первую очередь калевия и вепсия, крупных стратиформных месторождений удоканского типа.

К пятому и шестому типам (*шуньгинскому и заонежскому*) относятся стратиформные залежи шунгитов и сульфидсодержащих углеродистых сланцев заонежской свиты людиковия, известные в пределах Повенецкого протограбена. Эти породы-руды сформированы в результате метаморфизма первично-сингенетических концентраций углерода и рудогенных элементов в черных сланцах.

В пятый — *шуньгинский тип* объединяются многочисленные пластовые залежи шунгитов в месторождениях, наиболее крупным из которых является Зажогинское. Содержание свободного углерода в рудах составляет 20–40% и более [29]. Особенностью их является присутствие фуллеренов и примесей сульфидов ряда металлов. По степени метаморфизма шунгиты находятся между антраксолитом и графитом. Мощность шунгитовой части разреза заонежской свиты колеблется от 700 до 1600 м, мощность высокоуглеродистых пластов шунгитов в синформах достигает 35 м, а в диапироподобных структурах — до 120 м при среднем содержании углерода 33% [19, 31]. Запасы шунгитов в целом грандиозные.

Шестой — *заонежский тип* представлен многочисленными горизонтами хемогенно-терригенных пород с конкреционной, линзовидной и другими формами сульфидной минерализации (аналоги медистых сланцев цехштейна). Эти горизонты хорошо прослеживаются в синклиналиях, разделяющих зоны СРД [21]. Они представлены урановыми высокоуглеродистыми туффитами средней части разреза заонежской свиты и тяготеют к полям гидротермальной проработки эпохи коллапса. С сульфидами ассоциируют признаки золота, серебра и платиноидов (доли и единицы г/т). Самостоятельного практического значения эти убогие породы-руды в настоящее время не имеют. Однако они несомненно, составляли мощный рудно-геохимический ресурс для эпигенетического перераспределения в эпоху позднекарельской коллизионной активизации.

Седьмой — *падминский тип* представлен месторождениями комплексных уран-ванадиевых руд с благороднометаллической специализацией в альбит-карбонатно-слюдистых метасоматитах зон СРД [13, 14, 19]. На сегодня в заонежском рудном поле открыты 5 месторождений (Средняя Падма и др.) и 9 перспективных рудопроявлений (Весеннее, Царевское, Верхняя Падма и др.) с общими прогнозными ресурсами около 600 тыс. т пентоксида ванадия. Комплексное оруденение в зонах СРД локализуется главным образом вблизи тектонизированного контакта черносланцевой заонежской свиты с подстилающей карбонатной туломозерской свитой, а рудное поле в целом размещается под неравномерно эродированным экраном мощной толщи суйсарских базальтов. Слюдитовые ванадиевые руды (фиогонит, реже монтрозеит) в качестве попутных компонентов содержат уран, молибден, медь, золото, серебро, платиноиды, а также висмут, селен, теллур, рений, литий, т.е. весь спектр геохимической специализации заонежских черных сланцев и пород-руд. По запасам месторождение Средняя Падма входит в число наиболее крупных ванадиевых месторождений мира, а по содержанию  $V_2O_5$  является уникальным (среднее содержание 2,35%, а в 40% запасов достигает 7%). Важной положительной технологической особенностью руд является низкое содержание железа, титана, марганца, что позволяет получать

химически чистый ванадий и его соединения [14, 21, 22].

Радиологический возраст настурановых руд оценивается в  $1740 \pm 30$  млн лет, что свидетельствует о завершении рудообразования в коллизионную эпоху. Вместе с тем, процесс формирования месторождений является стадийным: образование зон СРД и щелочно-карбонатных метасоматитов связано со стрессовыми деформациями эпохи коллапса, а рудоносные слюдиты возникли позднее под экраном суйсарских базальтов при циркуляции гидротерм в эпоху коллизии.

Восьмой тип — *несогласия* выделяется условно, так как представлен пока единственным мелким урановым месторождением Карку, которое размещается вблизи поверхности ССН в основании рифейского Пашско-Ладожского прогиба (рис. 3). Стратиформное настуран-коффинитовое оруденение локализуется главным образом в базальном горизонте песчаников среднерифейской приозерской свиты и отчасти в подстилающих корах выветривания каолинит-гидрослюдистого состава, причем, как правило, над графитсодержащими породами фундамента (сланцами и гнейсами черносланцевого комплекса). Характерно, что этот комплекс проточехла слагает относительно маломощный провес в кровле Салминского массива гранитов рапакиви и рассечен крутопадающими разломами. Урановые руды образуют пласто- и линзообразные тела протяженностью до первых сот метров. При этом богатые настурановые руды ассоциируют с сульфидно-карбонат-хлоритовыми метасоматитами, а более позднее бедное коффинитовое оруденение развивается в аргиллизированных и карбонатизированных породах. В богатых рудах уран сопровождается высокими содержаниями цинка, серебра, свинца, молибдена. Радиологический возраст урановых руд определяется интервалом 1400–1300 млн лет, который соответствует эпохе эпиплатформенной активизации.

Более перспективным на тип несогласия по аналогии с рудным районом Атабаска (Канада) [28]) следует считать глубокий и обширный провес кровли между «корнями» Олонецкого, Салминского и Нижнесвирского массивов рапакиви в Приладожском блоке Олонецкого протограбена — Нижнесвирская площадь (рис. 4). Этот провес, имеющий в плане треугольную форму, сложен метасоматами черносланцевого комплекса проточехла и скорее всего обладал значительным потенциальным рудно-геохимическим ресурсом, который подвергся «подготовке» в эпоху рапакиви и был «востребован» в эпоху формирования полигенных концентраций типа несогласия в рифее.

Рассмотрение особенностей вещественного состава и распределения в пространстве и времени многочисленных рудных концентраций в геоблоке-куполе позволяет сделать три важных вывода: 1 — на фоне широкого спектра генетических типов руд, от собственно магматических и первично-осадочных до гидротермально-метасоматичес-

ких и несогласия, отмечается существование «сквозных» (транзитных) рудогенных элементов (медь, золото, платиноиды), что свидетельствует о единстве главного источника металлов и энергии — мантийного плюма при многократном перераспределении рудно-геохимических ресурсов геоблока [5, 30, 31]; 2 — ведущими эпохами эпигенетического рудогенеза следует считать позднекарельскую коллизионную эпоху (рапакиви) и рифейскую тафрогенную эпоху (несогласия); 3 — по сравнению с рифейской эпохой проявление позднекарельской эпохи может быть реализовано в более широком диапазоне благоприятных геологических обстановок в рамках протограбенов; к числу таких обстановок относятся тектонизированные и метасоматически переработанные участки под экранами базальтов, вблизи поверхностей несогласия, в над- и околоинтрузивных зонах коллизионных магматитов.

С этих позиций одной из весьма перспективных, но слабообследованных структур является вепсийская Прионежская впадина, вложенная в рамки одноименного протограбена с отчетливым структурно-метаморфическим несогласием. По аналогии с урановорудной провинцией Аллигейтор-Риверс (Северная Австралия) [28] перспективной может оказаться обстановка на юго-восточном фланге Прионежской впадины в Свирском блоке между подошвой Ропручейского силла и кровлей Мегранской гранитной интрузии. В этом вертикальном интервале около 0,5–0,7 км от поверхности размещается поверхность предвепсийского СМН — экрана и подстилающие ее структуры Прионежского протограбена — носителя мощного рудно-геохимического ресурса. Перспективной эта площадь может быть при обоих рассмотренных выше вариантах возраста гранитного плутона. При докарельском возрасте гранитов рудогенную роль могла играть только энергетика Ропручейского силла, а в варианте рапакиви блок оказывался в сфере активного воздействия двух близких по возрасту и сближенных по вертикали интрузий. Подобно австралийскому месторождению Набарлек, располагающемуся в такой же геологической ситуации, здесь ожидаются крупные зоны с богатыми комплексными золото-урановыми рудами.

На более глубоких горизонтах протограбенов геоблока-купола среди пород амфиболитовой фации метаморфизма могут быть встречены урановые и комплексные руды в приразломных натриевых и калиевых метасоматитах типа украинских или канадских, формирование которых относится к эпохам компенсационной деструкции гранито-гнейсовых куполов (около 1950–1900 млн лет) и последующей коллизионной регенерации (около 1800 млн лет) [1]. В вепсийских молассоидах вблизи силла вероятно обнаружение крупных стратиформных залежей медистых песчаников удоканского типа, содержащих примеси золота, серебра, платиноидов. Учитывая сделанные прогнозы, юго-восточная часть Прионежской впади-

ны заслуживает более детального изучения, в частности, проведения комплекса геофизических съемок и бурения опорных скважин глубиной до 1–1,5 км.

Проведенный комплексный геолого-геофизический анализ с применением палеотектонических реконструкций позволяет сделать следующие выводы:

— основой рудоносного Онежского геоблока является гигантский дорифейский гранито-гнейсовый купол, формировавшийся над долгоживущей мантийной фидерной структурой (плюмом), которая в течение более чем 2 млрд лет определяла флюидно-тепловой режим, структурно-вещественные комплексы и структуры верхней части земной коры;

— в отличие от других кольцевых структур докембрия Онежский купол формировался в течение двух периодов аркогенеза, разделенных периодом раннекарельского тафрогенеза и накопления проточехла с широким спектром геохимической специализации;

— процесс образования модельной инфраструктуры позднекарельской генерации купола был осложнен спонтанным суйсарским тепловым взрывом, сыгравшим роль энергетической разрядки недр с отсрочкой коллизионного магматизма, деформациями компенсационных структур (протограбенов), образованием трапповых экранов и «подготовкой» рудно-геохимических ресурсов проточехла к эндогенному и полигенному рудообразованию в предрифее-рифее;

— наиболее благоприятными обстановками локализации эпигенетического оруденения являются тектонизированные и метасоматически переработанные участки протограбенов, располагающиеся под экранами суйсарских и более молодых базальтов, вблизи поверхностей несогласий, в над- и околоинтрузивных зонах коллизионных магматитов кислого и основного состава.

---

1. *Афанасьев Г. В.* Типоморфизм и металлогения гигантских кольцевых структур в основании древних платформ и срединных массивов // Регион. геология и металлогения. СПб. 2004. № 22. С. 74–88.

2. *Афанасьев Г. В., Клюев Н. К.* Предпосылки рудоносности Восточно-Воронежского геоблока Русской платформы // Разведка и охрана недр. 2000. № 3–4. С. 12–26.

3. *Афанасьев Г. В., Шувалов Ю. М.* Металлогенетические аспекты локального прогнозирования и комплексного освоения горнорудных территорий // Отеч. геология. 1992. № 1. С. 14–20.

4. *Ахмедов А. М.* Закрытые металлоносные углеводородоаккумуляционные системы вулканогенно-осадочных бассейнов раннего протерозоя Балтийского щита // Регион. геология и металлогения. СПб. 1995. № 4. С. 122–136.

5. *Ахмедов А. М., Голубев А. И., Костянов А. И.* Мантийная природа аномалий благородных металлов в черноморских комплексах палеопротерозоя Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск–Москва. 2002. С. 18–19.



6. Бибикова Е. В., Киркозова Т. Н., Лазарев Ю. Н. и др. U-Pb изотопный возраст венсия Карелии // ДАН. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.
7. Глуховский М. З. Геологическая эволюция фундамента древних платформ (нуклеарная концепция). М.: Наука. 1990. 215 с.
8. Духовский А. А., Артамонова Н. А. и др. Изучение объемного строения эндогенных рудных районов при геологосъемочных работах. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 326 с.
9. Казанский В. И. Мантийно-коровые рудообразующие системы Украинского и Балтийского щитов: Кировоградский и Печенгский рудные районы // Геология рудных месторождений. Т. 39. 1997. № 6. С. 502–519.
10. Костин В. А. Роль архейских мантийных плюмов в геодинамике восточной части Балтийского щита // Мантийные плюмы и металлогения Карелии. Петрозаводск–Москва. 2002. С. 117–120.
11. Клюев Н. К. Методика изучения глубинного строения верхней части земной коры // Сов. геология. 1979. № 10. С. 63–75.
12. Красный Л. И. Глубинные восходящие (фидерные) структуры и их минералогия. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. 2003. 32 с.
13. Куликов В. С., Пухтель И. С., Куликова В. В. О людиковском мантийном плюме палеопротерозоя на Фенноскандинавском щите // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск–Москва. 2002. С. 133–136.
14. Кушнеренко В. К. Перспективы промышленного освоения благороднометалльно-уран-ванадиевого оруденения Карелии // Горный журнал. 2003. № 4–5. С. 31–34.
15. Левковский Р. З. Рапакиви. Л.: Недра, 1975. 223 с.
16. Летников Ф. А. Проблемы глобальной геодинамики. М. 2000. С. 204–224.
17. Летников Ф. А., Балышев С. О., Лашкевич В. В. Взаимосвязь процессов гранитизации, метаморфизма и тектоники // Геотектоника. 2000. № 1. С. 3–23.
18. Метаморфизм и металлогения рифтогенных систем восточной части Балтийского щита / Под ред. А. Д. Щеглова. СПб.: Недра. 1993. 224 с.
19. Металлогения Карелии / Отв. ред. С. Н. Рыбаков, А. И. Голубев. Петрозаводск. 1999. 340 с.
20. Негруца В. З. Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. Л.: Недра. 1984. 270 с.
21. Новиков Г. И., Кушнеренко В. К., Пичугин В. А. и др. Геолого-структурное положение и основные особенности уранового месторождения Карку (Приладожье) // Мат-лы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Инф. сб. Вып. 143. М. 2002. С. 21–30.
22. Савицкий А. В., Титов В. К., Афанасьева Е. Н. и др. Новые типы благороднометалльного оруденения в докембрийских черносланцевых толщах Карелии // Матлы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Инф. сб. Вып. 143. М. 2002. С. 35–44.
23. Светов А. П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука. 1979. 208 с.
24. Светов А. П., Свириденко Л. П., Иващенко В. Н. Вулкано-плутонизм свекокарелид Балтийского щита. Петрозаводск. 1990. 320 с.
25. Светов А. П., Свириденко Л. П., Кременецкий А. А. и др. Проявление сумийско-сариолийского гранитного магматизма в Кумсинской структуре Центральной Карелии // Геологии и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск. 2003. С. 13–16.
26. Свириденко Л. П. Ультраметаморфизм и гранитообразование протерозойских надочаговых зон южной окраины Фенноскандинавского щита // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск–Москва, 2002. С. 204–205.
27. Соколов В. А., Робонен В. И., Рыбаков С. Н. и др. Вулканические постройки протерозоя Карелии / Ред. А. И. Богачев. Л.: Недра. 1978. 168 с.
28. Тишкин А. Н., Тарханов А. В., Стрельцов В. А. Урановые месторождения древних щитов. М.: Недра. 1990. 144 с.
29. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамические условия формирования и металлогения Онежской впадины // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 10–25.
30. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Металлогения и цикличность развития внутриконтинентального Онежско-Водлозерского докембрийского мантийного плюма // Мантийные плюмы и металлогения. Петрозаводск–Москва. 2002. С. 249–253.
31. Трофимов Н. Н., Голубев А. И. Геодинамическая позиция платиноносных формаций Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 6. Петрозаводск. 2003. С. 26–33.