

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Балтийская

Лист Р-37 – Плесецк

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

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»)

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 1 000 000

Третье поколение

Серия Балтийская

Лист Р-37 – Плесецк

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА



Санкт-Петербург
Издательство ВСЕГЕИ • 2022

УДК 55(470.11/.12+470.22)(084.3)
ББК 26
М17

Авторы

*А. В. Максимов, Ю. Б. Богданов, О. А. Воинова, Б. Ю. Астафьев,
В. П. Белоглазов, А. С. Воинов, И. О. Евдокимова, О. Л. Коссовая,
Г. В. Котляр, М. Ю. Ногина, Е. С. Сабирбаева*

Научный редактор

канд. геол.-минерал. наук *Ю. Б. Богданов*

Рецензенты

Е. И. Лазарева, Е. А. Лебедева, О. Н. Малых, Т. Е. Салтыкова

Максимов А. В., Богданов Ю. Б., Воинова О. А. и др.

М17 Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000. Третье поколение. Серия Балтийская. Лист Р-37 – Плесецк. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ «ВСЕГЕИ». – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2022. – 344 с. – ISBN 978-5-00193-626-8 (объясн. зап.). – ISBN 978-5-00193-627-5.

В объяснительной записке дается описание стратиграфии, интрузивных, метаморфических и метасоматических образований восточной части Карельского региона, прилегающих районов Русской плиты и акватории Белого моря. Приведены сведения по тектонике и глубинному строению, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, рассмотрены закономерности их размещения.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом цифровых материалов. Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, интересующихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 7, список лит. 259 назв., прил. 9.

Список комплекта карт: геологическая карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта четвертичных образований, карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, литологическая карта поверхности дна акватории.

УДК 55(470.11/.12+470.22)(084.3)
ББК 26

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 13 февраля 2020 г.

ISBN 978-5-00193-626-8 (объясн. зап.)
ISBN 978-5-00193-627-5

© Роснедра, 2022
© ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2020
© Коллектив авторов, 2020
© Издательство ВСЕГЕИ, 2022

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-37 расположена в Северо-Западном федеральном округе. Большая его часть охватывает Архангельскую область, южная часть – север Вологодской области и небольшая часть на западе и юго-западе – Республику Карелия. Площадь листа – 139,99 тыс. км².

Главными населенными пунктами территории являются города Плесецк, Онега, Каргополь, Няндама, Вытегра, Пудож. В целом заселенность региона крайне неравномерная, сеть железных и автомобильных дорог редкая.

Физико-географические условия рассматриваемой территории разнообразны. Большая ее часть представляет собой обширную моренную холмистую равнину со слабо выраженным уклоном к Белому морю. Вдоль побережья Онежской губы расположена Прибеломорская низменность, представляющая собой заболоченную равнину. Местами у побережья она поднимается до отметок 60–80 м. В центральной части территории листа выделяются Коношская и Няндомская возвышенности высотой до 250 м. К югу от Онежского залива Белого моря с северо-запада на юго-восток протягивается кряж Ветренный пояс с высотами в 200–350 м в западной его части. Гряда круто обрывается к северу и полого спускается на юг.

На плоских водораздельных плато на западе Архангельской области (центральная часть листа), где ближе всего к поверхности подходят палеозойские известняки и мергели, широко распространены карстовые явления. Карбоновое плато протягивается в северо-восточном направлении и прослеживается в пределах Онего-Двинского водораздела. Последний представляет собой волнистую равнину с абс. отм. 100–200 м. В пределах Карбонового плато широко развит карст в виде воронок, озерных котловин, периодически высыхающих рек и других форм. Низины обычно выполнены толщами морских, ледниково-озёрных и аллювиальных отложений.

Широкими долинами притоков рек Онега и Северная Двина водораздел расчленяется на отдельные участки. Плоский характер водораздела нарушается конечно-моренными грядами и холмами. Пониженные участки заболочены.

Характерна весьма развитая гидрографическая сеть (0,2–0,5 км на 1 км² площади водосбора). Крупными реками в восточной части площади листа являются Онега, Емца и Северная Двина в среднем течении, на юге – Вытегра, Вожега, Кубена. Реки не имеют выработанного профиля. Модуль речного стока – 8–10 л/с × км².

Долины рек слабо врезаются и имеют ступенчатый профиль. Большинство рек представляют собой озерно-речные системы, в которых иногда протя-

женность озер превышает длину рек. В питании рек на талые воды приходится 40–50 %, на жидкие атмосферные осадки – 30–40 % и 10–20 % на подземный сток.

Коэффициент озёрности составляет 10 % от площади водосбора рек, иногда достигает 20–30 %. Котловины озер имеют тектоническое и ледниковое происхождение. К первым относится Онежское озеро, восточная часть которого расположена на территории листа. Его максимальная глубина – до 120 м. Озера иного происхождения отличаются меньшей глубиной, например, Водлозеро – 3,1 м. В южной части территории распространены обширные низменные равнины на месте ледниковых озер. Наиболее пониженные участки рельефа занимают озера Белое, Воже, Лача и многочисленные более мелкие.

Климат переходный – от континентального к морскому. Среднегодовая температура воздуха от 1,2–1,4 °С на севере до 2,5–3,0 °С на юге. Характерно избыточное увлажнение; среднегодовое количество осадков изменяется от 500 мм на севере до 650–700 мм на юге при испарении с поверхности суши 280–350 мм в год.

К особо охраняемым территориям федерального значения относятся Государственные национальные парки «Водлозерский», «Кенозерский» и «Онежское Поморье» в Архангельской области и «Русский Лес» в Вологодской области.

В геологическом отношении территория охватывает крупнейшие геоструктуры Восточно-Европейской платформы: юго-восточную часть Балтийского кристаллического щита, представленного сложнодислоцированными и метаморфизованными породами архея и раннего протерозоя и северо-запад Русской плиты, в состав которой входят архейско-нижнепротерозойский фундамент и позднепротерозойско-фанерозойский осадочный чехол.

На Балтийском щите крупнейшие элементы его тектонического строения представлены структурно-формационными областями (СФО), выделенными по особенностям геологического развития, полноте разрезов, возрасту, типу и интенсивности проявлений эндогенных процессов.

На территории Архангельской области в пределах листа Р-37 – Плесецк из полезных ископаемых федерального значения Государственным балансом учтены запасы хрома (Аганозерское и Шалозерское месторождения), бокситов (Иксинское, Плесецкое, Дениславское месторождения), огнеупорного и флюсового сырья, пресных и минеральных подземных вод. Апробированы прогнозные ресурсы золота и платины.

В Восточной Карелии выявлены месторождения хрома, меди, никеля, кобальта, рудопроявления благородных металлов, кроме того, имеются строительные материалы (граниты, базальты). Наиболее значимыми являются крупные месторождения хрома с сопутствующим благороднометалльным оруденением – Аганозерское и Шалозерское.

На территории Вологодской области отсутствуют полезные ископаемые федерального значения; ведущими являются флюсовые известняки, формовочные пески, подземные воды. Среди месторождений выделяется Белоручейское месторождение флюсовых известняков (крупнейшее в СЗФО).

В настоящее время на территории листа осуществляется добыча бокситов, флюсовых известняков, подземных вод и строительных материалов; дей-

ствуют крупные горнодобывающие предприятия по разработке месторождений твердых полезных ископаемых, основными из которых являются бокситы (ОАО «Северо-Онежский бокситовый рудник»). ОАО «Архангельский ЦБК» разрабатывает месторождение известняков, ООО «Савинское карьероуправление» – известняков и глин. Обеспеченность запасами действующих предприятий – не менее 20 лет.

Геолого-геофизическая изученность площади в целом удовлетворительная. По листу Р-35–37 (Петрозаводск) в 1999 г. НРС МПР был утвержден комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 новой серии под редакцией Ю. Б. Богданова.

На всю территорию листа Р-37, за исключением листов Р-37-II, Р-37-XIX и Р-37-XX, имеются комплекты Государственной геологической карты СССР (ныне РФ) масштаба 1 : 200 000 первого издания, составленные в 1960–1990-е годы. Большая их часть была издана в начале 2000-х годов. Подготовлены к изданию комплекты ГК-200 второго издания листов Р-37-X, Р-37-XVI (2017 г.), Р-37-IX, XV (2018 г.) и Р-37-XXIV (2000 г.).

На большей части щита проведены крупномасштабные геологосъемочные, а также многочисленные научно-исследовательские и тематические работы. Территория Русской плиты, относящаяся к листу Р-37, практически вся закартирована в масштабе 1 : 200 000 в 1970–1990-е годы. Для Республики Карелия и Вологодской области составлены сводные геологические карты масштаба 1 : 500 000 под редакцией В. Г. Гаскельберга. Такие же карты составлены и для Архангельской области под редакцией В. П. Гриба.

Важное значение имеют также поисковые и поисково-оценочные работы на никель и благородные металлы, проведенные в 2005–2010 гг. на Кожозерско-Нименьгской и Маткалахтинской площадях и в пределах Бураковского перидотит-габброноритового массива, которые позволили по-новому оценить металлогенический потенциал листа Р-37. Перечисленные выше материалы и послужили основой для работы над комплектом листа Р-37 – Плесецк.

Лист Р-37 – Плесецк завершает составление Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 (ГК-1000/3) для Балтийской серии листов. Смежные листы этой серии Q-37 – Архангельск и Р-(35),36 – Петрозаводск были изданы в 2012 и 2015 гг. соответственно. В настоящее время находится в издании смежный лист Центрально-Европейской серии N-37 – Ярославль. Лист O-(35),36 – Санкт-Петербург издан в 2015 г. Подготовлен к изданию лист Р-38 – Котлас Мезенской серии.

В составлении записки принимал участие большой коллектив авторов, перечисленных в оглавлении. В полевых работах и камеральной обработке материалов участвовали И. Н. Захаров, А. В. Максимов, П. А. Опекунов, Е. С. Сабирбаева, А. О. Родионов, К. А. Субетто. Авторы записки благодарны за консультации по стратиграфии палеозоя И. Я. Гогину и Т. Ю. Толмачевой, по стратиграфии квартера и геоморфологии – Л. Р. Семеновой, по вопросам магматизма – Л. Н. Шарпенюк, по металлогении С. Н. Калабашкину и В. И. Безрукову.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении территории листа принимают участие стратифицированные архейские, протерозойские, палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования. Последние представлены отложениями квартера.

В принятой в настоящее время стратиграфической шкале докембрия России в составе архейской акротемы выделяются нижнеархейская (саамская) и верхнеархейская (лопийская) эонотемы [133, 142], последняя подразделяется на нижне-, средне- и верхнелопийские эратемы с временными границами между ними соответственно 3200, 3000 и 2800 млн лет [179]. В региональной стратиграфической схеме среднему и верхнему лопию отвечают, соответственно, хаутоваарский и гимольский надгоризонты. Ранний архей (саамий) и ранний лопий на территории листа Р-37 представлены только плутоническими и метаморфическими породами, которые рассмотрены в гл. «Магматические и метаморфические образования».

Протерозойская акротема подразделяется на нижнюю (карельскую) и верхнюю (рифейскую) эонотемы. Первая подразделяется на две, а вторая – на три эратемы. На территории листа рифейские образования не выделены и верхний протерозой представлен только отложениями вендской системы.

В Легенде Балтийской серии листов [209] все стратиграфические подразделения привязаны к определенным структурно-формационным зонам (СФЗ), а в венде и палеозое – к структурно-фациальным зонам (СФцЗ), каждая из которых характеризуется своим типом разреза, локализованного в пределах отдельных структур и выделена преимущественно в самостоятельную серию, реже – в свиту или толщу. Размещение СФЗ на площади листа показано на схемах в зарамочном пространстве геологической карты дочетвертичных образований.

ВЕРХНЕАРХЕЙСКАЯ (ЛОПИЙСКАЯ) ЭНОТЕМА

СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Породы этого возраста в региональной стратиграфической схеме отвечают хаутоваарскому надгоризонту, разделенному на няльмозерский и рокковский горизонты, граница между которыми проводится на рубеже 2900 млн лет. Вулканогенно-осадочные породы хаутоваарского надгоризонта среднего ло-

пия метаморфизованы преимущественно в условиях зеленосланцевой фации, иногда эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций. В то же время, для лопийских образований характерны почти повсеместно сохранившиеся первичные (дометаморфические) текстуры и структуры пород, что позволяет уверенно определять их генезис и часто восстанавливать нормальные стратиграфические разрезы, потоковое строение горизонтов вулканитов, внутреннее строение отдельных потоков или слоев осадочных пород.

Соотношения образований среднего лопия с вмещающими их гранитоидами и гнейсами саамско-лопийского(?) возраста затушеваны наложенными процессами позднего гранитообразования или являются тектоническими.

Няльмозерский горизонт

На территории листа, в соответствии с серийной легендой, в няльмозерском горизонте выделена золотопорожская серия в Пулозерско-Каменноозерской подзоне и не разделенные вешкозерская, кенозерская, муйозерская, каренская, волошовская толщи в Токшо-Кенозерской подзоне Сумозерско-Кенозерской СФЗ.

Золотопорожская серия (LP_2^1Z) в пределах листа распространена в северо-западной части Сумозерско-Кенозерской СФЗ [57]. Наиболее полный ее разрез известен в Каменноозерской структуре (Пулозерско-Каменноозерская подзона), где он построен следующим образом (снизу вверх):

– кочминская толща (>500 м) – миндалекаменные и массивные базальты с просями туффитов. Породы толщи образуют фрагменты среди гранитоидов;

– савинская толща (500–700 м) – углеродсодержащие колчеданоносные сланцы, хомогенные магнетитсодержащие кварциты, кварц-серицитовые сланцы, карбонатизированные туфы и туффиты основного и среднего составов, редкие потоки базальтов, пластовые тела ультрамафитов (в том числе коматиитов);

– кумбуксинская толща (500–1200 м) – лавы коматиитов со структурой спинифекс, массивные и преимущественно подушечные базальты, туфы и туффиты основного состава, актинолитовые, хлоритовые, изредка – графитсодержащие кварц-серицитовые сланцы, кварциты.

Общая мощность золотопорожской серии составляет 850–1900 м.

Граница между савинской и кумбуксинской толщами условна и проведена по первому появлению в разрезе шаровых лав. Изотопный возраст пород кумбуксинской толщи, полученный изохронным Sm-Nd методом, равен 3054 ± 84 млн лет [156].

Кумбуксинская толща была выделена в нижнем и среднем течении р. Кумбукса и руч. Лещеевский (Каменноозерская структура) В. В. Куликовой в 1979 г. Стратотип разреза находится на листе Р-37-VII восточнее Северо-Онежской площади в районе Золотых порогов р. Кумбукса. Разрез представлен преимущественно переслаивающимися магнезиальными и толеитовыми метабазами. В центральной части разреза залегает одна пачка высокомагнезиальных базальтов мощностью до 300 м с маломощными телами метакоматиитов в основании. Отличительной особенностью этого типа разреза является отсутствие в нем туфогенных пород. Породы толщи залегают на

лопийских гранитоидах. Мощность кумбуксинской толщи здесь составляет не менее 800 м [49].

Метабазальты толеитовые ($MgO < 9\%$) по минеральному составу представляют собой амфибол-хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидот-хлоритовые породы. Амфибол представлен преимущественно актинолитом, по которому развиты чешуйки хлорита. Плаггиоклаз полностью деанортизирован с образованием мелкозернистого кварца и альбита. Из аксессуарных минералов присутствуют сфен (ед. зерна), лейкоксен (до 1%), сульфиды (3%). Преобладают рассланцованные разновидности со сланцевато-полосчатой текстурой, в редких случаях встречаются массивные метабазаальты.

Структура метабазаальтов в рассланцованных разновидностях – лепидогранобластовая, нематогранобластовая, в массивных, слабоизмененных разновидностях сохраняется бластоофитовая. По петрохимическому составу они относятся к натриевой серии (ср. $Na_2O/K_2O = 14$).

Метабазальты магнезиальные ($MgO = 9–17\%$) пользуются наибольшим распространением в разрезах кумбуксинской толщи и являются переходными от толеитовых к высокомагнезиальным метабазаальтам и метакоматиитам. По основным петрохимическим характеристикам они более близки к толеитовым метабазаальтам, отличаясь от последних относительно повышенной магнезиальностью.

Породы характеризуются преимущественно амфибол-эпидотовым, эпидот-амфиболовым составом. Амфибол представлен в основном актинолитом, в редких случаях – роговой обманкой. В незначительном количестве присутствуют нацело сосюритизированный плаггиоклаз (от 3 до 10–15%), кварц (до 5%), хлорит (до 5, реже 10%), карбонат (ед. зерна). Из аксессуарных минералов отмечается лейкоксен (5–10%), магнетит (ед. зерна), сульфиды (1–3%). Текстура пород массивная. В измененных разновидностях – полосчатосланцеватая, плейчатая.

Преимущественно пойкилоофитовая структура исходных пород, легко диагностируемая по наличию пойкилитовых вростков плаггиоклаза в крупных зернах пироксена, замещенного актинолитом, по мере изменения пород переходит в бластопойкилитовую, нематогранобластовую и лепидогранонематобластовую структуры. В составе интенсивно измененных магнезиальных метабазаальтов, так же как и в коматиитовых метабазаальтах, существенную роль начинают играть хлорит (20–40%), карбонат (10–30%), кварц (10%).

Метабазальты высокомагнезиальные и метакоматииты в наиболее сохранившихся разностях имеют преимущественно амфиболовый (актинолит, редко роговая обманка) состав, и, в меньшем количестве, содержат хлорит (10–15%), эпидот (5–10%), кварц (3–5%), карбонат (до 5–10%), альбит (до 3%). Псевдоморфозы амфибола и хлорита удлиненно-призматической формы свидетельствуют о преобладании в исходных процессах клинопироксена, который был погружен в стекловатую массу, нацело замещенную в настоящее время мелкозернистым агрегатом зерен эпидота, кварца, хлорита и других минералов. Из аксессуарных минералов отмечаются сфен (ед. зерна) и сульфиды (до 1%).

Породы имеют мелко-тонкозернистую структуру, при этом в ряде случаев сохраняются реликты структуры спинифекс, которая первоначально была

образована разноориентированными удлинёнными скелетными выделениями пироксена, впоследствии замещенного тонкозернистым агрегатом зерен актинолита и хлорита. Неизменные породы имеют массивное сложение. По мере увеличения степени изменения они приобретают полосчато-сланцеватую, участками плейчатую текстуры и лепидогранобластовую и гранонематобластовую структуры. В минеральном составе увеличивается количество эпидота (до 20–40 %), хлорита (до 15–35 %), карбоната (5–25 %), кварца (10–20 %) и уменьшается содержание амфибола (до 5–30 %). Кварц и карбонат в измененных метакоматиитах образуют, как правило, самостоятельные линзовидные обособления шириной 5–10 мм, ориентированные согласно сланцеватости.

В петрохимическом отношении высокомагнезиальные metabазальты и метакоматииты характеризуются колебанием содержаний кремнезема и щелочей и отличаются от других базальтов повышенным содержанием магния, пониженным содержанием глинозема и низким коэффициентом глиноземистости.

Самыми магнезиальными породами золотопорожской серии являются *перидотитовые коматииты* ($MgO = 21,7\text{--}34,4\%$). Большая часть тел перидотитовых коматиитов интенсивно изменена и представлена тальк-карбонатными, хлорит-тальк-карбонатными, тальк-хлоритовыми, хлорит-амфиболовыми в различной степени рассланцованными породами, как правило, утратившими свои первичные структуры. Последнее обстоятельство затрудняет их диагностику и не всегда позволяет расчленять на отдельные потоки.

Наряду с описанными выше вулканитами в разрезах толщи картируются сульфидсодержащие кварциты, углеродсодержащие сланцы, а также сланцы достаточно пестрого состава – от хлорит-альбит-амфиболовых до существенно хлоритовых и серицитсодержащих, которые разными исследователями относились к туфам, туффитам и парасланцам.

Хлорит-альбит-амфиболовые сланцы по метавулканитам основного и ультраосновного составов представляют собой мелкозернистые зеленовато-серые породы, имеющие сланцеватую, плейчатую текстуру и нематогранобластовую, лепидогранобластовую, гранофибробластовую структуру. Состав сланцев следующий: актинолит – 35–50 %, эпидот – 20–50 %, альбит – 5–30 %, кварц – до 10 %, хлорит – до 10 %, лейкоксен – до 5 %, аксессуарные минералы – магнетит, гематит, сфен, сульфиды – до 1 %.

Актинолит встречается в виде игольчатых и удлинённо-призматических кристаллов размером 0,02–0,1 мм. Эпидот образует тонкозернистые удлинённые агрегаты. Иногда сохраняется форма замещенного плагиоклаза. Альбит гранулирован, редко сохраняется в лейстах. Хлорит в разных количествах замещает актинолит. В зонах разломов породы претерпевают регрессивный метаморфизм, в связи с чем содержание хлорита возрастает до 20–40 %.

В сланцах *существенно хлоритовых и серицитовых* первичные структуры не сохранились. Они состоят из хлорита, серицита, кварца, карбоната, альбита. Процентные соотношения породообразующих минералов меняются в широких пределах: хлорит – до 60 %, кварц – 10–50 %, карбонат – 50 %, серицит – 30 %, эпидот – от 0 до 5 %. Аксессуарные – рутил (в мелких иглах),

турмалин, топаз, сфен. Широко распространены сульфиды. Структура гранолепидобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая, сплошчатая.

Кварциты в петрохимическом отношении характеризуются весьма высоким содержанием кремнезема (64–88 %) и довольно высокой суммой закисноокисного железа (ср. $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 = 14,14\%$), что, при незначительных варьирующих содержаниях глинозема, кальция, магния и щелочей определяет их минеральный состав, а также обособленное место в разрезе пород кумбуксинской толщи.

Макроскопически кварциты представляют собой полосчатые породы преимущественно светло-серого цвета, приобретающие темно-серую, зеленовато-темно-серую и серовато-черную окраску в участках тонкого переслаивания, где присутствует значительное число графита и хлорита.

Полосчатость обусловлена чередованием карбонат-кварцевых лейкократовых и кварц-хлоритовых, карбонат-графит-кварцевых, кварц-карбонат-хлорит-графитовых меланократовых слоев мощностью от 1–5 до 10 мм. Нередко в кварцитах отмечаются микроплосчатые и микроскладчатые текстуры.

Лейкократовые биминеральные слои состоят из карбоната от 3–5 до 20 % и кварца, образующего тонко-мелкозернистую мозаичную гранобластовую структуру породы, на фоне которой карбонат рассеян или образует тонкозернистые агрегатные скопления. Промежуточные по составу более темноокрашенные слои, помимо карбоната и кварца, незначительно обогащены (5–10 %) графитом и хлоритом и характеризуются идентичной для лейкократовых разностей тонко-мелкозернистой мозаичной гранобластовой структурой.

Меланократовые слои представляют собой микросланцы с тонкозернистой (0,05–0,3 мм) гранолепидобластовой и лепидогранобластовой структурой и имеют карбонат-кварц-графит-хлоритовый, кварц-хлоритовый, кварц-карбонат-хлоритовый и кварц-карбонат-графитовый состав. Карбонат присутствует в количестве от 3–5 до 15–25 %, содержание кварца колеблется от 10–20 до 50 %, пластинчато-чешуйчатого графита от 10 до 20–50 %, тонколистовато-чешуйчатого и агрегатного тонкопластинчато-листоватого хлорита – от 10–20 до 40–70 %.

Кварциты характеризуются постоянным присутствием в них вкрапленной и вкрапленно-полосчатой сульфидной минерализации (1–60 %) преимущественно пиритового и пирит-пирротинового составов, которая, как правило, приурочена к меланократовым слоям, реже – к слоям карбонат-кварцевого состава. В ряде случаев в кварцитах отмечены прослои сплошных колчеданных руд мощностью до 0,5 м. В качестве рассеянной, спорадически встречающейся минерализации отмечаются магнетит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит, золото и другие минералы.

Графитсодержащие сланцы представляют собой породы карбонат-альбит-серицит-кварцевого, кварц-серицитового, кварц-хлоритового состава с примесью графитистого вещества, распределенного неравномерно, полосами и линзами от 1 до 20 %. Структура пород лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая. Графитсодержащие сланцы всегда маломощны – максимум до 20 м – и очень редко повторяются в разрезе.

Следует подчеркнуть четкую пространственную приуроченность сульфидсодержащих кварцитов и вышеперечисленных сланцев, в том числе угле-

родсодержащих, к зонам ультрамилонитизации и интенсивного рассланцевания, сопровождающих Кумбуксинский глубинный разлом и серию разломов более высокого порядка. Таким образом, велика вероятность, что сланцы достаточно пестрого состава по вулканитам основного–ультраосновного состава, кварциты и углеродсодержащие сланцы являются продуктами низко-, среднетемпературной гидротермально-метасоматической проработки пород под воздействием растворов, обогащенных CO_2 . При этом, по основным и ультраосновным породам образуются производные ряда лиственитов, с которыми традиционно связываются проявления золотой и полиметаллической минерализации.

Совокупность пород золотопорожской серии дает возможность отнести их к коматиит-толеитовой формации. Минеральный состав пород отражает условия метаморфизма в переходных условиях от фации зеленых сланцев, представленной широким развитием хлоритов, серпентина, талька, эпидота, серицита и карбонатов, к фации эпидотовых амфиболитов с характерным присутствием роговой обманки и эпидота.

Физические свойства пород колеблются в широких пределах. Наиболее высокими значениями магнитной восприимчивости обладают коматииты, магнетит-хлорит-амфиболовые и тальк-карбонат-хлоритовые сланцы (от $100 \times$ до 19000×10^{-6} ед. СГС). Для metabазальтов характерно колебание от $7-10 \times$ до 100×10^{-6} ед. СГС. Плотность коматиитов и базальтов высокая: $2,85-3,00 \text{ г/см}^3$, а для сланцев она колеблется от $2,77$ до $2,85 \text{ г/см}^3$. Площадям развития кумбуксинской толщи соответствует резко дифференцированное магнитное поле пониженных значений, на фоне которого выделяются линейные, реже – изометричные магнитные аномалии интенсивностью до 2000 нТл . Последние, как правило, обусловлены присутствием в различной степени измененных тел ультрамафитов каменноозерского комплекса и, в ряде случаев, сульфидсодержащих кварцитов. Площадям развития пород кумбуксинской толщи соответствуют положительные гравитационные аномалии ($2-6 \text{ мГал}$).

Вешкозерская, кенозерская, муйозерская, каренская, волошовская толщи нерасчлененные ($\text{LP}_2^1 \text{v}\check{\text{S}}-\text{vl}$). В Токшо-Кенозерской подзоне Сумозерско-Кенозерской СФЗ при проведении геологической съемки и глубинного геологического картирования масштаба $1 : 50\,000$ по данным бурения выделена ассоциация метаморфизованных базальтов, коматиитовых базальтов и коматиитов [229]. Породы образуют субмеридиональную Волошовско-Кенозерскую синклираль, осложненную более мелкими складками. Литологический состав нижних пяти (волошовская, каренская, муйозерская, кенозерская и вешкозерская) толщ южной части Кенозерско-Токшинской зеленокаменной структуры характеризуется значительным развитием метаморфизованных вулканических пород. Более 75% разреза этих толщ сложены основными–ультраосновными, реже – средними вулканогенными образованиями. Подчиненное значение (25% и менее) в этих толщах имеют осадочные породы, представленные метапесчаниками и углеродистыми песчаниками. По результатам бурения [229] разрез выглядит следующим образом (снизу вверх):

- волошовская толща (более 1700 м) сложена метаморфизованными базальтами, роговообманковыми сланцами;
- каренская толща (970 м) образована метаморфизованными коматиитами и магнезиальными базальтами, туфами, туффитами и туфопесчаниками;
- муйзерская толща (2500 м) представлена метабазальтами (в том числе магнезиальными), роговообманковыми амфиболитами, метапесчаниками;
- кензерская толща (3350 м) представляет собой преимущественно чередование метаморфизованных базальтов и коматиитов с единичными горизонтами кислых вулканитов и песчаников;
- вешкозерская толща (1800 м) сложена метаморфизованными базальтовыми лавами и коматиитами.

Приведенные данные о мощности толщ являются приблизительными. Общая мощность толщ оценивается в 970–4500 м.

Химический состав вулканических образований формируют единый, неразрывный тренд от высокомагнезиальных ультраосновных до кислых разновидностей вулканических пород, который характеризуется содержаниями (%): SiO_2 – 37–70; MgO – 1,5–40; $\text{FeO}_{(\text{общ.})}$ – 1,7–17; TiO_2 – 0,1–1,4; CaO – 0,3–15; Al_2O_3 – 2,3–19; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 0,2–8. Составы вулканитов формируют непрерывный тренд дифференциации, который смещен в сторону вершины M (MgO) по сравнению с трендами вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий. Начало тренда находится в области ультраосновных вулканитов и сначала дифференциация вулканитов от коматиитов до базальтов происходила с характерным для толеитов накоплением FeO , однако затем тренд дифференциации направлен в сторону андезитов и риолитов известково-щелочной серии. По соотношению TiO_2 – MgO для высокомагнезиальных вулканитов большая часть составов кензерских метавулканитов относится к коматиитовой серии и лишь небольшая их часть находится в поле толеитовой серии [53].

Возраст базальтов кензерской толщи, полученный изохронным Sm-Nd методом по породе и минералам, равен 2916 ± 70 млн лет [166].

Рокковский горизонт

Образования рокковского горизонта представлены породами рябовской серии, вожмозерской и сенегозерской толщ и нерасчлененными образованиями нюхчозерской и починской толщ. Наиболее полный и детально изученный разрез на площади листа принадлежит рябовской серии.

Рябовская серия (LP_2^2r). Образования серии локализованы в Пулозерско-Каменноозерской подзоне Сумозерско-Кензерского СФЗ и несогласно перекрывают породы золотопорожской серии. В ее составе выделяются три толщи (снизу вверх):

- каменноозерская толща (500–1000 м) – лавы(?), туфы, туффиты кислого состава, песчаники, графитсодержащие карбонатные и колчеданоносные сланцы, хемогенные кварциты, лавы и туфы андезибазальтов, в том числе высокоглиноземистых, единичные потоки базальтов и, возможно, коматиитов;
- вожмозерская толща (500–2000 м) – подушечные и массивные базальты, андезибазальты, андезиты с редкими прослоями туфов и туффитов и графитсодержащих сланцев;

– варозерская толща (150 м) – андезиты, туфы среднего и кислого составов, графитсодержащие сланцы.

Общая мощность серии – 500–2150 м.

На геологической карте рябовская серия показана только в объеме каменноозерской толщи в Пулозерско-Каменноозерской СФЗ.

Вожмозерская толща (LP_2^v). В Пулозерско-Каменноозерской подзоне Сумозерско-Кенозерской СФЗ породами вождозерской толщи полностью сложена Кумбуксинская структура, имеющая видимую ширину выхода 5,5–9 км. Большая ее часть расположена на площади листа Р-36. Вулканиты вождозерской толщи перекрывают породы золотопорожской серии, однако характер их контакта изучен очень слабо.

В геофизических полях площадь развития вождозерской толщи характеризуется повышенными значениями гравиметрического поля, изменяющемся от 0 до 10 мГал, и отрицательным слабодифференцированным магнитным полем в Каменноозерской зеленокаменной структуре.

Метабазальты характеризуются здесь хорошей сохранностью и внешне представляют собой массивные разности, в том числе и с подушечной отдельностью. Выделяются отдельные потоки метабазальтов мощностью от 5 до 56 м, сложенные различными сланцами по метабазальтам и разделенные туфогенными породами, превращенными в хлорит-серицитовые, кварц-эпидот-хлоритовые сланцы. Слои раздела имеют меньшую мощность – от 1 до 7 м.

В разрезах вождозерской толщи выделяется до шести вулканических циклов, характеризующихся закономерной сменой пород. Нижние части циклов мощностью 70–100 м сложены крупными (до 40 м) покровами метабазальтов с незначительным объемом метатуфов. Центральные части мощностью 60–100 м представлены переслаивающимися шаровыми и массивными лавами и туфосланцами. В верхних частях циклов мощностью 70–130 м наблюдается переслаивание потоков метабазальтов меньшей мощностью (от первых метров до 10–15 м) с маломощными прослоями туфосланцев.

В верхних частях разрезов толщи вскрыты метаандезитобазальты и метаандезиты, образующие постепенные переходы с толеитовыми метабазальтами.

Общая мощность вождозерской тощи составляет 1200–1800 м [42].

Литолого-петрографическая характеристика пород

Метабазальты по минеральному составу представляют собой тонкозернистые амфибол-хлорит-эпидотовые, амфибол-эпидот-хлоритовые породы, в которых в виде мелких лейст присутствует амфибол актинолит-тремолитового ряда от 30 до 70 %, девитрифицированный базис имеет цоизит-эпидот-хлоритовый состав. В разностях, где выделяются вкрапленники плагиоклаза, он альбитизирован или сосюритизирован. Из аксессуарных минералов присутствует сфен (ед. з.), лейкоксен (до 1 %), сульфиды (до 1–3 %). Структуры пород чаще тонкозернистые интерсертальные, реже – более кристаллические субофитовые. В милонитизированных и рассланцованных разностях появля-

ются милонитовые, бластомилонитовые, гранолепидобластовые и нематобластовые структуры.

Подушечные металавы являются характерными породами вожмозерской толщи. Наиболее часто встречаются овальные, эллипсоидальные формы «подушек», размеры которых варьируют от $0,3 \times 0,6$ до $0,5 \times 1,2$ м. Внутренняя часть подушек, как правило, более светлая, сложена микрозернистым девитрифицированным материалом хлорит-цоизит-эпидотового состава. Межподушечный материал образует петельчатую, сетчатую текстуру и представлен более темноокрашенной афанитовой породой, в которой часто развиваются гнезда кварц-карбонатного агрегата. По минеральному составу он представлен материалом более основного состава, по сравнению с метабазальтами самих «подушек», и состоит из плагиоклаза (25–35 %), амфибола и хлорита (60–70 %).

Метаандезибазальты и метаандезиты макроскопически имеют более светлую зеленовато-серую и светло-серую окраску, массивное или слабосланцеватое тонко- и мелкозернистое сложение. В наиболее кислых дифференциатах появляются элементы различной степени трахитоидности, совпадающей, как правило, с наложенной сланцеватостью.

В метаандезибазальтах первично-магматические фемические минералы нацело замещены хлоритом, изредка в небольших количествах присутствует амфибол тремолит-актинолитового ряда. Лейстовидный плагиоклаз альбитизирован или соссюритизирован, присутствует в количестве от 50 до 75–80 %. Стекловатый базис девитрифицирован и имеет эпидот-карбонат-альбит-кварц-хлоритовый состав. В милонитизированных и рассланцованных разновидностях появляются значительные количества карбоната (5–10 %), эпидота (15–33 %), иногда кварца (5–10 %). Акцессорная и рудная минерализация представлена апатитом, сфеном, магнетитом, сульфидами. Микроскопически диагностируются тонкозернистые интерсертальные, в меньшей степени более кристаллические субофитовые и редко порфирировые структуры, в милонитизированных и рассланцованных разновидностях появляются милонитовые, бластомилонитовые, гранолепидобластовые структуры.

Метатифы представлены тонкополосчатыми, линзовиднополосчатыми, иногда плейчатыми сланцами, в которых чередуются слои мощностью от 0,5–2 до 5–10 см различного состава. Они состоят из хлорита, серицита, кварца, карбоната, альбита. Процентные соотношения породообразующих минералов меняются в широких пределах: хлорит – от зн. до 60 %, кварц – 10–50 %, карбонат – 50 %, серицит – 30 %, эпидот – от 0 до 5 %. Акцессорные минералы – рутил (мелкие иглочки), турмалин, сфен. Широко распространены сульфиды. Структура гранолепидобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая, плейчатая.

Породы вожмозерской толщи имеют весьма однородный химический состав, как петрогенных, так и редкоземельных элементов, в независимости от их структурно-текстурных особенностей. По классификации метавулканитов породы толщи относятся к толеитовым базальтам нормальной щелочности, натриевой серии ($\text{NaO/KaO} = 2,86\text{--}17,99$) с умеренной магниальностью ($\text{mg} = 0,47\text{--}0,60$), низкой глиноземистостью ($\text{al} = 0,33\text{--}0,60$) с плоским распределением РЗЭ, La/Yb близким к 1, $\text{La/Sm} = 0,68\text{--}1,34$, без признаков кон-

таминации коровым веществом – $(\text{Nb/La})_N = 0,53\text{--}1,07$. При общем плоском распределении РЗЭ наблюдается слабая дифференциация вещества, характеризующаяся для отдельных разностей слабоотрицательными аномалиями Sm, Nb или Eu.

При проведении ГДП-200 на смежном листе Р-36-ХП для одной пробы метабазальтов был получен дискордантный возраст (рассчитан по шести точкам), равный 2815 ± 20 млн лет. Возраст цирконов из метагаббродолеритов субвулканической фации вожмозерского вулканического комплекса составляет 2857 ± 7 млн лет [49].

Сенегозерская толща ($\text{LP}_2^2\text{S0}$) протягивается узкой полосой от р. Лекса на северо-западе до р. Токша на юго-востоке, образуя Сенегозерскую моноклиаль [57, 229]. Породы этой толщи прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простирания от р. Токша (Токшо-Кенозерская подзона) до р. Лекса (Пулозерско-Каменноозерская подзона). Породы преимущественно залегают моноклиально с падением к северо-востоку под углами $30\text{--}40^\circ$. Соотношения ее пород с метавулканиками вожмозерской толщи не установлены. Наиболее полные разрезы сенегозерской толщи изучены в районе оз. Сенегозеро в обнажениях и скважинах ПГО «Архангельскгеология». Эта толща представлена двумя пачками: нижней – терригенной и верхней – вулканогенной.

Терригенная пачка выполнена метааркозами, метагравелитами, олигомиктовыми песчаниками, а в верхней части разреза – олигомиктовыми металавевролитами с глиноземистым цементом, превращенными в двуслюдяные андалузит-ставролит-гранатовые кристаллические сланцы. В грубозернистых породах основания разреза обломки представлены микроклином, плагиоклазом, кварцем, плагиогранитом. Цемент – мелкозернистый двуслюдяной плагиогнейс с эпидотом. В пачке установлено несколько прослоев крупнозернистых тремолитовых сланцев мощностью 3–4 м, возможно, представлявших собой потоки коматитов. Реликты первичных структур и текстур в них не обнаружены.

Верхняя пачка выполнена мелкозернистыми амфиболитами, содержащими гранат, эпидот, биотит и сульфиды в переменном количестве. Здесь реконструируется серия лавовых потоков мощностью 10–15 м с реликтами миндалекаменных структур, шаровой отдельностью в кровле потоков и маломощными прослоями туфопесчаников и углеродсодержащих сланцев между потоками. На границе терригенной и вулканогенной пачек и вдоль разломов, секущих последнюю, в скважинах вскрыты тела магнетитовых кварцитов и пирит-пирротиновых углеродсодержащих руд явно метасоматического генезиса.

Вулканиды толщи характеризуются повышенной глиноземистостью, низкой щелочностью и магнезиальностью. Породы сенегозерской толщи осложнены изоклиальной складчатостью и разломами с углами падения $30\text{--}40^\circ$. Ориентировочная мощность толщи – не менее 500 м.

Починская и нюхчозерская толщи нерасчлененные ($\text{LP}_2^2\text{p}\check{\text{c}}\text{-nh}$) образуют Токшинскую моноклиаль субширотного и северо-западного простираний в северной части Токшо-Кенозерской подзоны Сумозерско-Кенозерской СФЗ [228]. Они структурно несогласно перекрывают

породы кенозерской толщи. Литологический состав этих толщ характеризуется значительным развитием метатерригенных пород, доля которых в разрезе возрастает до 50 %, а метавулканогенные образования представлены разновидностями основного–кислого состава. Метавулканиты ультраосновного состава в починской и нюкчозерской толщах отсутствуют. В основании разреза выделяется починская толща (около 3000 м), сложенная метаморфизованными песчаниками, вулканитами кислого и среднего составов, базальтами, туфами и сланцами основного состава. Выше по разрезу вскрыта нюкчозерская толща (1500 м) метаморфизованных базальтов, тремолитовых и актинолитовых сланцев по ним.

Починская толща встречается только в Волошовской ветви Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Она закартирована в основном по данным магниторазведки и единичным скважинам в виде невыдержанной по простиранию полосы, которая протягивается от оз. Почозеро до оз. Купецкое в юго-западной части площади работ [229]. Для толщи характерны отрицательные (в северной и центральной частях) и дифференцированное отрицательное и положительное (на юге территории) магнитные поля. Положительные дифференциаты магнитного поля приурочены к вулканогенным образованиям в основании толщи. В гравитационном поле толща не отражается [53].

Метаморфизованные осадочные породы починской толщи представлены песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами и составляют 40–60 % разреза. Минеральный состав метаосадков хлорит-кварцевый, хлорит-карбонат-кварцевый, доизит-карбонат-кварцевый, серицит-кварцевый, что отвечает условиям метаморфизма фации зеленых сланцев. Вулканиты имеют подчиненное значение и представлены преимущественно относительно кислыми разновидностями (андезибазальты, дациты, риолиты). Вулканиты основного состава встречаются редко.

В целом метавулканиты починской толщи характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 45\text{--}73\%$; $\text{MgO} = 2\text{--}10\%$; $\text{FeO}_{(\text{общ.})} = 4\text{--}18\%$; $\text{TiO}_2 = 0,6\text{--}1,3\%$; $\text{CaO} = 1,2\text{--}9\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 = 14\text{--}17\%$; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1,6\text{--}6,3\%$ [53].

СРЕДНИЙ ЛОПИЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

К нерасчлененному среднему лопию традиционно отнесены породы маткалахтинской толщи. Информация о строении ее разреза взята из отчета по объекту «Поисковые работы на никель на Маткалахтинской перспективной площади (Республика Карелия)» [244].

Маткалахтинская толща (LP₂m) выделена в пределах одноименной субмеридиональной синклинали с крутыми крыльями, образующей зеленокаменную структуру. Изотопный возраст ее пород остаётся не определенным. Разрез условно разделяется на две части.

В нижней части разреза толща картируется по геофизическим данным в бортах Маткалахтинской структуры, подчеркивая ее синклинальное строение. Соотношения толщи с породами кристаллического фундамента не выяснены, предположительно, их контакты тектонизированы. Литологический

разрез нижней части толщи характеризуется существенно вулканогенным составом (лавовые потоки толеитовых и коматиитовых базальтов, коматиитов).

По данным буровых скважин, в составе толщи присутствуют лавовые потоки перидотитовых коматиитов, коматиитовых и толеитовых базальтов, межпотоковые горизонты углерод- и сульфидсодержащих окварцованных сланцев, залежи колчеданных вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд, в единичных случаях отмечены проявления сульфидной медно-никелевой минерализации. Коматииты, вскрытые скважинами, образуют пластообразные тела мощностью от долей метра до 20–25 м, редко до 70–80 м. Эффузивы, а также их пирокластические аналоги обычно сильно изменены: коматииты представлены породами серпентинового, тремолитового, карбонатального состава, базальты часто рассланцованы или превращены в актинолитовые сланцы с хлоритом, биотитом, эпидотом, альбитом. Мощность нижней толщи может составлять от 800 до 2000 м.

Верхняя часть разреза толщи расположена в осевой зоне Маткалахтинской зеленокаменной структуры. Картируется она почти исключительно по геофизическим данным, располагаясь между западной и восточной аномальными зонами, сложенными породами нижней толщи. Исходные породы, как правило, преобразованы в различные полевошпат-кварцевые сланцы с хлоритом, биотитом, серицитом, реже – с амфиболом, эпидотом, иногда – карбонат-, углерод- или сульфидсодержащие. Мощность верхней толщи, очевидно, не большая и может составлять порядка 200–400 м.

ВЕРХНИЙ ЛОПИЙ

Гимольский надгоризонт

К гимольскому надгоризонту на настоящем листе отнесены породы киричской свиты. По результатам ГДП-200/2 листов Р-37-IX, XV и Р-37-X, XVI [51–54] и ревизии листов Р-37-I, II, VII и VIII [57], изданных в 2001 г., уточнена площадь развития киричской свиты. Практически все исследователи сопоставляют эти образования с породами тунгудской свиты сумия (нижний протерозой). На листе ГК-1000/2 Р-(35)-37 «Петрозаводск» (2000 г.) [47] они отнесены к нерасчлененному верхнему лопию–сумию–сариолию. На территории смежного листа Р-36 для аналогичных образований определен позднелопийский изотопный возраст вулканитов [42, 92]. Такой же возраст установлен для металав тунгудской и визаварской свит на листе Q-36 (2681 ± 18 млн лет [12]).

Киричская свита (LP_3kr) развита в Киричской СФЗ. Почти всеми исследователями она сопоставляется с тунгудской свитой. Ряд авторов допускали ее архейский возраст. В составе киричской свиты выделяются две подсвиты. Разрезы их изучены недостаточно и последовательность пород в них выявлена в самом общем виде.

Нижняя подсвита киричской свиты (LP_3kr_1) залегает на осадочно-вулканогенных образованиях лопия или гранитоидах архея и имеет в основании кору выветривания [51, 53]. Подсвита образована породами нижней или нижней и средней пачек илекской толщи, выделенных на ГК-200

листов Р-37-I, VII, VIII [57] или нижней подсвиты киричской свиты на листах ГК-200 Р-37-IX, X, XV, XVI [51–54]. Образования нижней подсвиты киричской свиты выделяются в Каменнозерской, Монастырской и Ундозерской подзонах Киричской СФЗ. Контакты нижней подсвиты с нижележащими породами вскрыты рядом картировочных скважин [229] глубиной до 100 м, а также изучены по серии обнажений в долинах рек Токша и Вонога [51]. Контакты пород подсвиты с породами Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса и архейскими гранитоидами преимущественно тектонические. По данным картировочных скважин, большая часть которых пройдена в зоне приконтактового разлома, широким распространением здесь пользуются бластокатаклазиты с крутопадающими плейчатými текстурами, тектонические глины. Породы, как правило, интенсивно выветрелые, трещиноватые, сланцеватые, имеющие невыдержанные, чаще крутые углы падения. В скважинах и обнажениях, расположенных в удалении от разлома, слоистость пород выполаживается до 8–30°.

Установлено два типа разрезов нижней подсвиты. Наиболее полный и мощный ее разрез установлен в Каменнозерской подзоне и состоит из трех пачек. Посвита сложена преимущественно осадочными породами, представленными полимиктовыми конгломератами, иногда с плавающей галькой, кварц-серицитовыми сланцами, кварцитами, иногда с горизонтами графитсодержащих сланцев, а также туфами, туффитами основного и среднего составов.

Нижняя пачка в основном окаймляет архейские интрузивные плагиигранитоиты. Она изменчива по латерали и вертикали. В основании пачки залегают полимиктовые конгломераты, метаморфизованные кварцитопесчаники, аркозовые песчаники. Вверх по разрезу в составе пачки появляются алевропесчаники и алевролиты. Эта пачка в районе горы Двойная завершается выклинивающимся по простиранию горизонтом полевошпатовых и мусковитсодержащих кварцитов. Среди обломков в терригенных породах преобладают кварц и плаггиоклаз, в некоторых прослоях заметное содержание микроклина. Вдоль верхнего контакта пачки отмечается графитизация, вплоть до образования графит-кварцевых пород мощностью до нескольких метров.

Конгломераты по размерам обломочной составляющей крайне неотсортированные. В их составе присутствуют гравийные зерна, гальки (от мелких до крупных) и слабоокатанные валуны размером до 30 × 40 см. Цемент в конгломератах содержится в количестве не более 10–15 %. Обломочная составляющая представлена плагиигранитами, кварцевыми метагаббро, метагаббродиоритами, единичными гальками кварца. Цементом конгломератов является разнотельный кварц-плаггиоклазовый метапесчаник, состоящий из неокатанных и слабоокатанных зерен кварца и плаггиоклаза, а также биотит-эпидот-актинолитового и карбонат-альбит-хлорит-эпидотового цемента. Мощность нижней пачки – не менее 400 м.

Средняя пачка представлена альбит-серицит-кварцевыми и серицит-альбит-кварцевыми сланцами по аркозовым песчаникам, которые вверх по разрезу в кровле переходят в филлиты кварц-серицит-хлоритового состава и хлорит-кварцевые сланцы по аркозовым алевролитам. Данные породы опи-

саны по серии обнажений в среднем течении р. Токша и в районе устья р. Вонога [51, 53]. Мощность нижней пачки – не менее 400 м.

Изредка в разрезе нижней подсветы присутствуют потоки лав основных метавулканитов. Эти породы представлены амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, эпидот-хлорит-амфиболовыми, эпидот-хлорит-альбит-амфиболовыми сланцами по базальтам, андезибазальтам, андезидацитам, часто с реликтами флюидалности и миндалекаменных структур. В нижней части пачки отмечаются маломощные прослои метатуфопесчаников и метаэффузивов среднего состава. Наиболее характерные разрезы пачки вскрыты скважинами в среднем течении руч. Берёзовка, в нижнем течении руч. Каменный и р. Бол. Шуйка.

В районе горы Кирич (в Каменноозерской зеленокаменной структуре) отмечены кислые вулканиты, для которых определен изохронный возраст U-Pb методом по цирконам, равный 2437 ± 3 млн лет [196]. Мощность подсветы, по данным разных авторов, составляет 800–1000 м.

Второй тип разреза характерен для Монастырской и Ундозерской подзон Киричской СФЗ. Этот разрез практически целиком образован терригенными породами – кварцитами, кварцитопесчаниками, алевропесчаниками, конгломератами и гравелитами, мощность его не превышает 400 м.

Верхняя подсвета киричской свиты (LP_{3kr2}). Породы подсветы протягиваются непрерывной полосой в пределах Киричской СФЗ. Они включают породы, выделенные при ГДП-200 листа Р-37-VII в составе калгачинской и собственно киричской свиты [57]. Область распространения и объем подсветы уточнены по результатам наземных геофизических исследований, буровых работ, интерпретации геофизических данных при проведении ГДП-200 листов Р-37-IX и Р-37-XV [51, 53].

Границы верхней подсветы с ниже- и вышележащими подразделениями преимущественно тектонические. Основными разновидностями пород, слагающих верхнюю подсвету киричской свиты, являются metabазальты, андезибазальты, их метатуфы и метатуффиты, зеленые сланцы. Практически все разновидности пород в разной степени рассланцованы. Стратиграфические соотношения образований подсветы описаны в районе оз. Кирич [57].

В Каменноозерской зеленокаменной структуре разрез подсветы начинается с метаморфизованных мелкогалечных конгломератов, конгломерато-брекчий с варьирующим содержанием обломков. В редких случаях отмечаются маломощные прослои метатуфопесчаников и метагравелитов. Установленная мощность осадков – не менее 100 м.

Большая часть разреза представлена амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми, эпидот-хлорит-амфиболовыми, хлорит-амфиболовыми сланцами по базальтам, андезибазальтам, андезидацитам с реликтовой флюидалностью и миндалекаменными структурами. Толеитовые базальты образуют серию лавовых потоков мощностью от 5 до 15 м. Потоки имеют ритмичное строение, между ними почти отсутствуют туфовые или осадочные прослои. Верхняя часть потока представляет собой лавобрекцию (корку течения), состоящую из угловатых неправильной формы обломков лавы, сцементированных миндалекаменным базальтом. Далее идет зона миндалекаменных базальтов и зона

средне-крупнозернистых долеритов, в ряде случаев – габбродолеритов. В подше потока в зоне закалки – мелкозернистые афанитовые базальты.

Метаморфизованные андезибазальты и андезиты слагают вулканические постройки центрального типа, реликты которых установлены в верховьях руч. Лумбасручей, на оз. Кирич, на горе Каранги [57]. Лавовые потоки имеют крутое (60–70°) падение к центру вулкана, а вблизи от центра извержения залегают полого (10–20°). Вверх по разрезу лавы становятся все более кислыми, увеличивается содержание пирокластических пород, в том числе агломератов с обломками до 0,5 м. Преобладают миндалекаменные лавы с мусковит-карбонат-кварцевыми миндалинами размером до 3–5 см. Порой миндалины составляют 60–80 % от объема породы. Вулканические постройки достигают в поперечнике 5–8 км.

Мощность этой части разреза – около 1000 м.

Метабазальты и метаандезибазальты – породы зеленовато-серого цвета, массивного или сланцеватого сложения, мелко-среднезернистые. Структура пород лепидогранобластовая, порфировая, микролитовая, текстура – плейчатая, слоистая, миндалекаменная, с реликтовой стекловатой, реликтовой порфировой структурами. Состав наименее измененных разностей пород (%): хлорит – 30–70, стекло – 0–30; пироксен (почти всегда замещен биотит-хлорит-амфиболовым агрегатом) – 15–20, плагиоклаз (встречается как в виде микролитов, так и в виде новообразованного кислого альбита) – 3–30, рудные минералы (магнетит, гематит, титанит) – 1–5, лейкоксен – 1–3, карбонат – 1, кварц – 1–3.

Метамандельштейны – сланцеватые мелкозернистые породы, имеющие реликтовую миндалекаменную текстуру, нематобластовую структуру основной массы. На фоне сланцеватой основной массы породы выделяются миндалины круглой, овальной, неправильной и вытянутой форм. Количественно содержание миндалин от первых процентов может возрастать до 40 % от объема породы. Размерность миндалин варьирует в широких пределах от 0,5 × 1 до 4 × 3 мм. Миндалины имеют преимущественно зональное строение: центральные части выполнены светло-зеленым хлоритом с яркими фиолетовыми аномальными интерференционными цветами; хлоритовое ядро обрамляет наложенный волнистый кварц в неправильных округлых зернах (0,2 мм), по периферии развивается мелкокристаллический более поздний эпидот (0,1–0,2 мм), обрамляются образования тонкой оторочкой гётита. Отдельные миндалины имеют мономинеральное выполнение: хлоритовое, эпидотовое. В единичных случаях в центральной части миндалин обнаруживаются лейсты альбита (2 мм) с характерными полисинтетическими двойниками; вкрапленные зернистые агрегаты халькопирита (0,5 мм).

Метатифы и метатиффиты имеют серый, зеленовато-серый цвета, микропорфиговую, микрообломочную структуру с микролитовой основной массой, тонкослоистую, сланцеватую текстуру. Породы сложены полосчатыми скоплениями темного стекла с зернами хлоритизированного пироксена и обломками плагиоклаза. Основная масса выполнена агрегатом минералов группы хлорита с микросгусточками лейкоксена, вулканическим стеклом и микролитами пироксена. Осадочный материал, цементирующий обломочный пирокластический, состоит из перекристаллизованного глинистого вещества,

представленного бластопелитовым тонкочешуйчатым серпентин-хлоритовым агрегатом, с небольшим количеством кластического вещества, алевритовой и, в редких случаях, псаммитовой размерности, представленного угловато-окатанными зернами кварца и угловато-овальными зернами лейкоксена.

Метатуфы и метатуффиты наиболее подвержены рассланцеванию из всех петрографических разностей пород, слагающих верхнюю подсвиту киричской свиты. Содержание SiO_2 в породах варьирует от 47,2 до 54,9 масс. %, MgO – от 4,88 до 15,4 масс. %; $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – от 1,09 до 4,88 масс. %. Магнетиальность «Mg#» базальтов варьирует в пределах 0,28–0,58 (ср. = 0,43). Коэффициент «К» $((\text{Ba} + \text{Sr})/(\text{V} + \text{Cr}))$ варьирует в пределах 0,32–1,96, в среднем составляя 0,80. Таким образом, по содержанию редких элементов базальты свиты ближе к толеитовому типу ($\text{K} = 0,2$), нежели к андезитовому ($\text{K} = 2,8$), хотя некоторые составы приближаются к типичным андезитам. Спектры распределения РЗЭ этих пород характеризуются одинаковой формой и располагаются параллельно друг другу с пологим наклоном и отчетливой Eu аномалией [51, 53].

Область развития пород свиты характеризуется повышенным слабоградиентным гравитационным полем (в редукции Буге). В поле локальных гравитационных аномалий присутствуют положительные локальные аномалии амплитудой до + 5,2 мГал. Магнитное поле преимущественно спокойное, отрицательное – в среднем около –250 нТл в северной части листа и понижается до –320 нТл в южном направлении, кроме того присутствуют редкие малоамплитудные (первые десятки нТл) локальные линейные магнитные аномалии северо-западного простирания [51, 53].

Мощность подсвиты составляет 400–1000 м.

Вопрос о стратиграфическом положении пород киричской свиты является остро дискуссионным. Неясно положение ее границ, отсутствует надежное датирование, согласно Балтийской серийной легенде [209], сумийско-сариолийский возраст пород свиты декларируется без необходимого подтверждения геохронологическим датированием. При проведении ГДП-200 были отобраны пробы 1702 и 1722 базальтов киричской свиты и проанализированы U-Pb методом по цирконам в ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ» (в рамках авторского варианта листа Р-37 ГК-1000/3). Несмотря на большой разброс значений, возможно, связанный с засорением проб при выделении цирконов, были получены значения возраста 2800 и 2379–2440 млн лет. По-видимому, комплекс пород киричской свиты является полихронным.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ. КАРЕЛИЙ

НИЖНИЙ КАРЕЛИЙ

На территории листа выделяются породы ятулийского надгоризонта нижнего карелия, достоверно развитые только на востоке СФЗ Ветреного пояса и выделенные в кохозерскую свиту [51, 53]. На западе листа расположен незначительный фрагмент Онежской структуры (Онежская СФЗ), широко развитой на смежном листе Р-37. В пределах фрагмента распространены породы онежской серии ятулия, детально описанной на смежном листе.

Ятулийский надгоризонт (KR_1^3). Кожозерская свита ($KR_1^3 k_2^3$). Образование кожозерской свиты локализованы в Ундозерской СФЗ. Они протягиваются полосой шириной до 10 км согласно общему простиранию структуры Ветреный пояс с северо-запада на юго-восток. Породы свиты представлены карбонатсодержащими сланцами переменного состава (кварц-карбонатные, хлорит-карбонатные, кварц-карбонат-хлоритовые, хлорит-тремолит-альбитовые, эпидот-кварц-биотитовые), доломитами в различной степени измененными, а также аркозовыми метапесчаниками и гравелитами [51, 53].

Залегание пород моноклиналиное с падением на северо-восток (азимут 20–340°) под углами 10–40°. Общая мощность кожозерской свиты, по данным В. С. Куликова [107], устанавливается в пределах 1000 м. Исходя из ширины полосы выхода пород свиты на дочетвертичную поверхность, можно предположить, что мощность свиты составляет до 1000 м. В свите выделяются нижняя и верхняя пачки.

В основании разреза нижней пачки [224] вскрыты сильно рассланцованные конгломераты мощностью 21,4 м. Галька уплощенно-линзовидной формы, цемент – серицит-кварцевый. Количество гальки составляет 20–30 % от объема породы, размер – от 1–2 до 5–7 см. Состав галек: преимущественно кварц, плагиограниты, метадолериты и зеленые сланцы, аналогичные нижележащим вулканитам верхней подсвиты киричской свиты. Выше по разрезу наблюдаются зеленовато-серые эпидот-серицит-кварцевые сланцы, рассланцованные крупнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты.

Контакт между базальтоидами верхней подсвиты киричской свиты и сланцами кожозерской свиты вскрыт скв. 11 при проведении ГДП-200 на листе Р-37-ХV [53]. В интервале 64–85,4 м вскрыта пачка сильно рассланцованных конгломератов мощностью 21,4 м. Галька уплощенно-линзовидной формы, цемент – серицит-кварцевый. Количество гальки составляет 20–30 % от объема породы, преимущественный размер галек – от 1–2 до 5–7 см. Гальки в основном кварцевые или представлены плагиогранитами, метадолеритами и зелеными сланцами, аналогичными нижележащим. Ниже, в инт. 85,4–96,3 м наблюдаются темно-серые альбит-эпидот-актинолитовые сланцы киричской свиты, рассланцованные под углом 10–20° к оси керна, по сланцеватости развиты тонкие кварцевые и карбонатные прожилки.

Сильное рассланцевание на контакте конгломератов и нижележащих сланцев по базальтам киричской свиты свидетельствует о тектоническом характере контакта. Верхняя пачка кожозерской свиты протягивается в виде узкой полосы северо-западного направления от оз. Вингозеро, она постепенно выклинивается в юго-восточной части площади листа Р-37-І.

Пачка представляет собой ритмичное переслаивание метаморфизованных олигомиктовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, мелкозернистых туфопесчаников, туфоалевролитов. Редко появляются маломощные прослои карбонатсодержащих метапесчаников с линзами доломитов. Очень часто в разрезе пачки отмечается примесь основного туфогенного материала, выражающаяся в значительном содержании минералов эпидотовой группы и хлорита. Глинистая составляющая цемента превращена в серицит и биотит. В цементе иногда содержится кальцит. Зернистость и известковистость пород

уменьшаются вверх по разрезу, и светло-серые породы низов разреза пачки сменяются темно-серыми метаалевролитами.

Максимальная установленная мощность пород этой пачки достигает 700 м. К северо-востоку мощность ее постепенно снижается. Пачка испытывает также заметные фациальные изменения. С юго-востока на северо-запад в ее составе уменьшается содержание туфогенного материала, возрастает количество обломочной фракции, породы становятся более грубозернистыми и глиноземистыми.

Аркозовые метапесчаники слагают низы разреза кокозерской свиты и представляют собой слоистые светло- и темно-серые породы бластопсаммитовой структуры. Мощность разноокрашенных слоев составляет 1–3 мм. Минеральный состав обломков: плохой и средней окатанности плагиоклаз (размер зерен 0,3–0,5 мм, иногда до 6 мм), кварц, редко калишпат. Цемент лепидогранобластовой структуры состоит из кварца, мусковита, биотита, эпидота, хлорита, карбоната, цоизита, рудного минерала (Зудин, 1980).

Сланцы карбонатсодержащие представляют собой породы зеленовато-серого до темно-серого, почти черного цвета, сланцеватой, реже полосчатой текстуры, лепидогранобластовой (часто с реликтами бластопсаммитовой и бластоалевролитовой), нематогранобластовой структуры. По соотношению породообразующих минералов они представлены следующими разновидностями, переслаивающимися между собой или с доломитами и микрокварцитами: кварц-карбонатные, хлорит-карбонатные, кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-карбонат-биотитовые, кварц-карбонат-амфиболовые, кварц-карбонат-мусковитовые, кварц-хлоритовые, биотит-амфиболовые, кварц-биотитовые, кварц-амфиболовые, эпидот-кварц-биотитовые, кварц-серицитовые, кварц-эпидот-биотитовые. Из аксессуаров присутствуют циркон, сфен.

Туфосланцы представляют собой хлорит-тремолит-альбитовые породы тонкокристаллического сложения (0,2–0,3 мм). Состав сланцев варьирует в следующих пределах: альбит – 30–60 %, тремолит – 20–60 %, доломит 5–20 %; роговая обманка – до 5 %, мусковит – 5–15 %, хлорит – 5–20 %, цоизит – 1–5 %, магнетит – 1–3 %. В зависимости от преобладающего компонента структура породы изменяется от лепидогранобластовой до гранолепидобластовой. В скв. 3 на глубине 41,8 м отмечается единичная вкрапленная в биотит-кварцевом сланце кварцевая галька, разбитая сетью трещин. Сланцы интенсивно ожелезнены, процесс выражается в развитии гётита, количественно содержание минерала доходит до 15 %; в гётите и в основной массе образуются обособленные изоморфные кристаллики и ксеноморфные выделения магнетита (1–3 %). Также в основной массе породы отмечается вкрапленный пирит в колломорфных и ксеноморфных формах.

Доломиты представляют собой среднекристаллические породы с мозаичной структурой, состоящие преимущественно из доломита. Доломит представлен в кристалликах ромбической формы (0,5 мм), и в более крупных (2–3 мм) перекристаллизованных зернах. В минерале отчетливо проявлена перекрестная спайность, деформированная при дроблении породы. Альбит (0,5 мм) образует разноориентированные призматические кристаллики. Тремолит выделяется высоким двупреломлением, пестрыми цветами интерфе-

ренции, большей частью наблюдается в призматических формах (0,5 мм), замещается чешуйчатым агрегатом серицита.

Образования кожозерской свиты отнесены к ятулию, так как только для ее разреза характерны карбонатные породы.

Общая мощность свиты не превышает 1000 м.

Онежская серия ($KR_1^3 on$). Фрагмент Онежской структуры в пределах листа практически не обнажен и по аналогии со смежным листом Р-36, предположительно, сложен только терригенными и породами янгозерской свиты(?) онежской серии. Эти породы начинают разрез серии и представлены терригенными кварцитами. Они перекрыты гравелитами, пестроцветными кварцито-песчаниками. Мощность этой части разреза на листе Р-37 не превышает 100–150 м.

ВЕРХНИЙ КАРЕЛИЙ

Людиковский надгоризонт

Породы этого надгоризонта на территории нашего листа наиболее широко распространены в СФЗ Ветреного пояса. Они представлены породами виленгской свиты в низах разреза надгоризонта и перекрывающей их свитой Ветреного пояса. Эти образования слагают протяженную СФЗ Ветреного пояса, простирающуюся с северо-запада на юго-восток, где она достигает наибольшей ширины. На западе листа во фрагменте Онежской СФЗ условно выделены породы заонежской свиты.

Виленгская свита ($KR_2^1 vl$). Стратотип свиты впервые был описан на р. Виленга. Образования свиты наиболее полно представлены в бассейнах рек Виленга и Кожа (Н. В. Альбов, 1939), где они прослеживаются по отдельным обнажениям вкост простираются почти на 12 км. Свита протягивается с северо-запада на юго-восток территории листа в виде полосы шириной от 5 до 15 км с постепенным возрастанием ширины до 30 км. Залегание пород свиты моноклиальное, падение на северо-восток с углами 5–40°, простираение пород – северо-западное, согласно общей структуре СФЗ Ветреного пояса [51, 52–54, 57].

Свита представлена ритмичнопереслаивающимися метаалевролитами, метааргиллитами, метапесчаниками, кварц-серицитовыми сланцами. Контакт с нижележащей кожозерской свитой между озерами Кожозеро и Шардозеро тектонический. Практически на всем своем протяжении он трассируется ультраосновными интрузиями.

Виленгская свита подразделяется на две подсвиты. *Нижняя подсвита* на северо-западе листа без видимого перерыва залегает на породах кожозерской свиты. В районе оз. Бол. Ширбозеро в низах разреза свиты описана пачка грубозернистых пород, вскрытых севернее целым рядом скважин. Пачка представляет собой толщу светло-серых кварц-полевошпатовых и кварцевых метапесчаников с прослоями мощностью от 0,6 до 6 м метаконгломератов. Конгломераты сложены гальками метадолеритов, зеленых сланцев, кварцитов, реже плагиогранитов и кварца. Размер галек колеблется от долей до 5 см. Цемент конгломератов состоит из тонкозернистого эпидот-цоизитового агрегата и тонкочешуйчатого хлорита. Вскрытая мощность пачки достигает 40 м.

Главной разновидностью пород нижней подсвиты виленгской свиты являются черные и темно-серые углеродистые метаморфизованные песчаники, алевролиты и сланцы по аргиллитам. В подчиненном количестве в разрезе присутствуют сланцы по туфам основного состава и линзовидные пласты кремнистых пород. Характерная особенность подсвиты – четкая двух-трехчленная ритмичность флишоидного типа. Выделены три ритмопачки. В низах разреза первой ритмопачки преобладают псаммитовые части ритмов и массивные туфопесчаники. Верхняя часть сложена тонкоритмичными метаалевропелитами. Вторая ритмопачка в целом метаалевролитовая, но часто встречаются тонкие прослои кремнистых пород и туфогенно-карбонатных сланцев. Третья ритмопачка (метатуфо-алевропсаммитовая) характеризуется присутствием большого количества туфогенного материала основного состава.

Мощность нижней подсвиты – не менее 700 м.

Верхняя подсвита виленгской свиты с перерывом перекрывает нижнюю. В отличие от нее, она не обладает ритмичной слоистостью. Слагающие ее породы характеризуются более высокой глиноземистостью, а высокоуглеродистые разности отсутствуют. Наиболее полный разрез подсвиты изучен по керну буровых скважин в районе оз. Кожозеро. В основании подсвиты залегает горизонт метаконгломератов с редкими, хорошоокатанными гальками гранитов, габбродолеритов, кварца, основных метавулканитов и лейкократовых габброидов. Выше по разрезу залегают сланцы по песчаникам, алевролитам, туфопесчаникам с элементами ритмичного строения. К этой части разреза приурочены горизонты метатуфов основного состава. Завершает разрез верхней подсвиты горизонт хлорит-карбонатных сланцев с прослоями кварцито-песчаников. Установленная максимальная мощность подсвиты составляет 700 м.

Метааргиллиты, как правило, слагают подошву мелких ритмов или образуют мощные пачки в разрезе свиты и представляют собой черные кремневидные породы с бластопелитовой структурой, состоящие из тонкозернистого пелитового агрегата и мельчайших чешуек биотита, зерен кварца, цоизита и рудного минерала.

Метаалевролиты как правило, развиты в центральной части ритмов при трехчленном их строении или в нижней части – при двухчленном. Это серые или темно-серые породы с бластоалевролитовой, алевритовой и пелитовой структурами, полимиктовым составом (%): кварц – 30–60, полевого шпата – 10–30, серицит – 15–25, хлорит – 20–40, углеродистое вещество – до 10. Зерна кварца и полевого шпата окатанные и угловато-окатанные. Цемент – гидрослюдисто-серицитовый контактово-поровый. Чешуйки серицита наблюдаются на контакте зерен и иногда замещают зерна полевого шпата. В алевролитах часто отмечается примесь углистого вещества количественно от первых процентов до образования углистых сланцев.

Метапесчаники слагают отдельные пачки мощностью от 17 до 50 м или располагаются в низах мелких ритмов. Представляют они собой мелко-, среднезернистые породы зеленовато-серого, серого цветов, бластопсаммитовой структуры. Состоят на 15–50 % из зерен кварца, редких зерен плагиоклаза, цоизита размером до 0,1 мм. Цемент метаморфизован и состоит из агрегата кварца, биотита, амфибола, эпидота, серицита, титаномагнетита.

Метатуфоалевролиты образуют в разрезе свиты прослойки среди метаалевролитов, метааргиллитов и метапесчаников. Метатуфоалевролиты представляют собой черные породы бластоалевролитовой структуры, состоящие из угловатых, удлинённых или овальных зерен кварца размером 0,06–1,2 мм (45–50 %) и редких остроугольных обломков плагиоклаза и вулканического стекла. Цемент представлен кварцем, биотитом, серицитом, актинолитом, хлоритом, рудным минералом.

Серицит-кварцевые сланцы – породы макроскопически почти неотличимые от вышеописанных метаосадков с лепидогранобластовой и гранолепидобластовой мелкокристаллическими (0,3 мм) структурами. Состав (%) изменяется в следующих пределах: кварц – 20–60, серицит – 30–65, хлорит – 20–40, доломит – 5–20, плагиоклаз – 1–5, сульфиды (пирит, пирротин) – 1–5. Кварц представлен в зернистой форме с неровными очертаниями (0,2–0,3 мм). Слюды (мусковит, серицит) в чешуйчатой и пластинчатой формах развиваются в межзерновом пространстве кварца, ориентированно вытянутые по сланцеватости (0,3–0,5 мм). Наряду со слюдами в обоих разностях содержится чешуйчатый хлорит, который развивается по массе породы и по слюдам. Слабо проявлена карбонатизация. Карбонат представлен доломитом в скоплениях (1–2 мм) мелких зерен, развитых по сланцеватости породы.

Свита Ветреного пояса ($KR_2^1\nu\rho$). Разрез людиковия завершается мощной толщей основных вулканитов свиты Ветреного пояса. Поле распространения ее пород хорошо выражено в рельефе в виде цепочки возвышенностей северо-западного простирания с абс. отм. до 271 м. Свита протягивается с северо-запада к юго-востоку полосой шириной от 5 км на северо-западе листа до 25–30 км на юго-востоке. Площадь развития пород свиты является наиболее обнаженной частью территории листа и довольно детально была изучена в процессе ранее проведенных работ [51–54, 57, 242].

Свита залегает без видимого перерыва на породах виленгской свиты, а в редких случаях между ними наблюдается постепенный переход с чередованием в разрезе лавовых покровов и горизонтов туфогенно-осадочных пород. Контакт пород свиты с примыкающими с северо-востока гнейсами беломорского метаморфического комплекса тектонический проходит по зоне Северного глубинного разлома. Мощность свиты достигает 2300 м.

Свита образована многочисленными покровами вулканитов основного и ультраосновного составов, включая пироксенитовые и перидотитовые коматииты. Наибольшим распространением пользуются оливиновые, пироксен-оливиновые и пироксеновые порфириты (коматииты, пикробазальты). Наблюдаются также лавобрекчии и шаровые лавы. Отмечается чередование ритмопачек, сложенных шаровыми лавами в кровле и подошве, и расслоенными потоками в центре.

Коматиитовые базальты – массивные кайнотипные породы темно-серого, серо-зеленоватого цвета. Обнаженность пород свиты в пределах листов Р-37-IX и Р-37-X не позволяет проследивать непрерывный разрез на уровне отдельных потоков и их соотношения, но в отдельных обнажениях встречены разновидности пород, которые можно отнести к различным зонам потоков – кумулятивной зоне и зоне спинифекс-структур.

К кумулятивным зонам потоков, вероятно, относятся породы с преимущественным содержанием идиоморфного оливина (0,5–1 мм). Содержание оливина изменяется от 30 до 80 %. Зерна погружены в стекловатый матрикс и имеют точечные контакты (ортокумулят). В подобных разностях содержится небольшое количество пироксена в призматических кристаллах (не более 10 %).

В зоне спинифекс-структур выделяются пироксеновые и оливиновые разности. В первой пироксены присутствуют преимущественно в скелетных и вытянутых, игольчатых формах (2–3 мм), замещенные актинолитом и тремолитом. Дендриты расположены разноориентировано, веерообразно. Оливиновые разности составляют пластинчатые и, редко, изометричные кристаллы оливина, замещенные тремолитом и серпентином. В породах зоны реликты первичных минералов и незамещенного вулканического стекла сохраняются в очень малых количествах – не более 5 %. В составе зоны отдельно выделяются кристаллокластические туфы, состоящие из обломков пироксенов, замещенных актинолитом, лейст плагиоклаза, наложенных биотита и эпидота.

Базальты представляют собой темно-серые, иногда с зеленоватым оттенком слабо рассланцованные, реже массивные породы с порфировой, микролитовой, реже микроспинифекс структурой и сланцеватой, миндалекаменной, реже флюидальной, текстурой. Состоят преимущественно из следующих минералов (%): плагиоклаз – 10–35; амфибол – 20–40; хлорит 10–40; клиноцоизит 5–15, лейкоксен ~ 5. В шлифах первичные минералы (оливин, пироксен) встречаются редко и при микросондовом исследовании также оказываются замещенными вторичными минералами (серпентин, иддингсит, хлорит). Породы значительно хлоритизированы. Оливин во вскрыпанности (в среднем 0,2–0,3 мм) имеет округлые очертания, устанавливается только по реликтам. Минерал практически полностью превращается в биотитоподобное вещество – иддингсит или бовлингит. Эти биотитовидные продукты замещения оливина имеют сильно колеблющийся состав (монтмориллонит, хлорит, гётит, кварц) и оптические свойства. Зерна приобретают красно-бурый цвет, через который иногда просвечивают реликты оливина.

Наиболее свежие образцы базальтов имеют порфировую, реже – спинифекс структуру. Вкрапленники представлены плагиоклазом, пироксеном, основная плагиоклаз-амфибол-стекловатая масса имеет микроспинифекс-структуру.

Туффиты – породы с микропорфировой, микролитовой структурой и ориентированной, тонкослоистой (с элементами обломочной) текстурой. Породы сложены полосчатыми скоплениями темного стекла с зернами хлоритизированного пироксена, обломками плагиоклаза. Основная масса чаще всего представлена агрегатом минералов группы хлорита с микросгусточками лейкоксена, а также вулканическим стеклом с микролитами пироксена. Осадочный материал, цементирующий пирокластические обломки, состоит из перекристаллизованного глинистого вещества, представленного blastopelитовым тонкочешуйчатым серпентин-хлоритовым агрегатом, и небольшого количества кластического материала алевритовой и, в редких случаях, псаммитовой размерности, представленного угловато-окатанными зернами кварца и лейкоксена размером 0,05–0,15 мм, иногда с реликтами рудного минерала.

Минеральный состав (%) пород: хлорит – 20–40, пироксен – 15–20, серпентин – 10–20, плагиоклаз – 5–10, кварц – 1–5.

Встречаются также туфы, соответствующие составу коматиитового базальта кумулятивной зоны без признаков спинифекс-структуры. Порода содержит обломки коматиита размером до 4×4 мм и отдельные сильно варьирующие по крупности и ориентировке зерна оливина. Они практически полностью зонально замещены тальк-серпентиновым веществом и погружены в тонкокристаллическую стекловатую основную массу. Реликты оливина ясно выделяются высокими интерференционными цветами на фоне материала замещения. Аксессуарный гематит, образующий выделения неправильной формы, выполняет тонкие прожилки и трещины.

По содержанию петрогенных элементов вулканиды свиты относятся к толеитовым базальтам. Содержание кремнезема варьирует в пределах 47,5–53,6 % (в среднем – 49,9 %); MgO в пределах 6,67–16 % (в среднем – 13,36 %), CaO – в пределах 7,49–10,4 % (в среднем – 8,9 %) остальные петрогенные элементы в пределах пород свиты имеют относительно постоянный состав. Характерной особенностью пород свиты по сравнению с остальными вулканидами территории является аномально высокий уровень когерентных элементов – хрома (в среднем около 1000 г/т) и никеля (в среднем 300 г/т). Спектры распределения редкоземельных элементов этих пород характеризуются одинаковой формой и располагаются параллельно друг другу с пологим наклоном и слабо проявленной Eu аномалией. Мощность свиты достигает 2300 м.

Sm-Nd методом определен изохронный возраст по породе и минералам (пироксенам, оливинам и плагиоклазам) коматиитовых metabазальтов горы Голец, равный 2448 ± 12 , 2449 ± 35 и Re-Os методом – 2432 ± 32 млн лет [196]. По мнению некоторых исследователей [196], это может быть возраст магматического очага. Изотопный возраст магнезиальных базальтовых порфиритов U-Pb методом на «SHRIMP-II» определен в районе горы Шапочка. По результатам U-Pb датирования цирконы разделены на две возрастные группы, образующие два кластера на конкордии. Для первой возраст ограничивается значениями 1850–1928 млн лет, субконкордантный возраст близок к 1889 млн лет. Второй кластер имеет диапазон возраста 2768–2801 млн лет. По геохимическим и текстурным признакам цирконы второй группы скорее всего унаследованы из вмещающих пород. Цирконы первой группы по геохимическим признакам соответствуют магматическим породам основного состава. В пробе из района горы Голец (лист Р-36) конкордантный возраст близок к 1931 млн лет и по геохимическим и текстурным признакам цирконы так же соответствуют магматическим породам основного состава.

Заонежская свита (KR_2^1Zn) на листе выделена условно и представляет собой фрагмент восточного борта Онежской структуры (Онежская СФЗ). Она выделена по аналогии с листом Р-(35)-36 и, предположительно, содержит графитистые сланцы, шунгиты, известняки, доломиты, базальты, андезибазальты, их туфы, силлы основного состава. На листе Р-36-XVIII ее мощность оценивается в 450–800 м.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Породы этого возраста в пределах листа представлены только образованиями верхнего отдела вендской системы.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложениями верхнего венда начинается комплекс собственно осадочных плитных образований района (чехол платформы). Они с глубоким размывом перекрывают кристаллический фундамент раннепротерозойского и архейского возраста, в целом представляя единый трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления. Вендская система представлена усть-пинежской и мезенской свитами редкинского и котлинского горизонтов. По структурно-фациальному районированию отложения вендской системы образуют три структурно-фациальные зоны (СФцЗ) – Мезенскую, Ветреного пояса и Онежскую.

Редкинский горизонт

Усть-пинежская свита (V_{2up}) начинает разрез верхнего венда. В Мезенской СФцЗ она представлена главным образом глинами зеленовато-серыми, тёмно-серыми, тёмно-коричневыми, красноватыми параллельно-тонкослоистыми (типа ленточных) и массивными, аргиллитовидными глинами с пятнистой полосчатой прокраской. Нижняя часть разреза сложена алевролитами с прослоями разнозернистых песчаников и грубозернистыми (до гравелитистых в основании) песчаниками. Отмечается переслаивание глин с аргиллитами, песчаниками, в основании развиты конгломераты. Присутствуют прослои разнозернистых галечно-гравелитистых песчаников мощностью 0,2 м.

Алевролиты и песчаники развиты в целом очень незначительно, но по мере приближения к СФцЗ Ветреного пояса, роль их возрастает, мощность прослоев – 0,3–6,0 м, окраска зеленовато-серая, серовато-коричневая. Они сильноглинистые массивные, с тонкой горизонтальной или косой слоистостью. Характерно наличие редких тонких прослоев светло-серых, беловатых пепловых туфов и туффитов монтмориллонитового состава. В качестве основных минералов глинистой составляющей здесь выступают гидрослюда и монтмориллонит.

Анализ имеющихся данных по определению возраста органических остатков, установленных в осадках усть-пинежской свиты, указывает только на их вендский возраст. Кроме того, следует отметить находки Metazoa и копролитов, установленных в обнажениях вендских аргиллитов на р. Онега выше пос. Ярнема. Здесь определены *Metazoa – Jnkmylovia cf. lata* Fedonkin и *Varnemia ascidiformis* gen. gen. et sp. Nov, а также копролиты: *Neonereites biserialis* Seilaher и *Neonereites uniserialis* Seilaher, характеризующие осадки верхнего венда, при этом схожесть описанных форм с таковыми Летнего берега Онежского полуострова, указывает на редкинский возраст. Максимальная мощность усть-пинежской свиты, исходя из установленных значений и учитывая

ее существенное увеличение в северо-восточном направлении, оценивается примерно в 160–180 м.

В СФцЗ Ветреного пояса отложения свиты развиты на северо-восточном склоне одноименного кряжа и фрагментарно сохранились в центральной части его территории. На метавулканитах нижнего протерозоя и крутопадающих архейских гнейсах залегает пачка конгломератов и конгломерато-брекчий с прослоями гравелитов и грубозернистых песчаников. Галька конгломератов представлена главным образом базитами свиты Ветреного пояса, реже – гранитоидами. Мощность конгломератовой толщи достигает 60–70 м, составляя в среднем 10–15 м [194].

В случае полных разрезов наблюдается отчетливо выраженное двучленное строение свиты. Нижняя часть представлена, как правило, красноцветными пролювиально-аллювиальными образованиями с низкой степенью окатанности обломочного материала, а верхняя – это существенно сероцветно-зеленоцветные породы. Обломки (55–60 % объема породы), большей частью, удлиненные и уплощенные, реже – изометричные, размеры – до 40 мм в большем измерении, обычно 10–20 мм. В составе обломочного материала преобладают кварциты светло-серые мелко-среднезернистые. В подчиненном количестве присутствуют сильно выветрелые, до глинистого состава амфиболиты и кристаллические сланцы. Цементирующая масса (40–45 %) сложена смесью алевро-песчаного заполнителя (в основном зерна кварца) и интенсивно ожелезненного глинистого мезостаза – примерно в равном количестве.

Вверх по разрезу конгломераты сменяются глинами и алевролитами усть-пинежской или мезенской свит. Отложения представлены аргиллитовидными глинами, иногда алевритистыми, в меньшей степени алевролитами, аргиллитами, а также песчаниками разнозернистыми плотными, иногда конгломератовидными, конгломератами крупногалечными с прослойками тонкослоистого песчаника с прожилками кварца в основании слоя. Породы красновато-коричневые, буровато-коричневые, пестроцветные, темно-серые, голубовато-серые, зеленовато-серые, зеленовато-бурые, с преобладанием красноцветных разностей вверху, иногда слабослюдистые, огипсованные, тонкогоризонтально-, косо-, неяснослоистые, с редкими прожилками мощностью до 5–10 см белого, розового или красного гипса.

Отложения усть-пинежской свиты в Онежской СФцЗ залегают с угловым несогласием на образованиях архея или нижнего протерозоя. Мощность свиты достигает 120 м. Усть-пинежская свита представляет собой ритмично построенную толщу. Основная ее часть представлена аргиллитоподобными глинами, часто алевритистыми, тонкогоризонтальнослоистыми, тонкоплитчатыми, пестроокрашенными в зеленовато-голубовато-серый цвет с фиолетовыми и вишнево-серыми пятнами. В них встречаются прослой и линзы песчаников, алевролитов, туфопесчаников и туфоаргиллитов. Глины монтмориллонит-гидрослюдистые с примесью хлорита и каолинита, причем количество последнего увеличивается в северном направлении до 25 %. В основании свиты мощностью до 6 м (скв. 50) залегает песчано-мелкогалечный конгломерат. Терригенный материал – полимиктовый полевошпат-кварцевый с примесью пирокластических обломков. Цемент – карбонатно-слюдисто-кварц-хлоритовый, иногда со значительной примесью гипса, сульфидов и барита.

Барит и пирит составляют соответственно до 56 и 23 % минерального состава шлихов базальной части толщи.

В отложениях усть-пинежской свиты обнаружены акритархи, характерные для редкинского горизонта осевой зоны Московской синеклизы. *Orymatosphaeridium* sp., *O. aff. rubiginosum*, *Protosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia* aff. *effusa*, *L. aff. pelucida*, *L. aff. aperta*, *L. parva*, *L. sp.*, *Leiothrichoides gracilis*, *Synsphaeridium* aff. *conglutinatum* (Зудин, 1980).

Котлинский горизонт

Мезенская свита (V_2mz). Отложения свиты занимают северную и восточную части Мезенской СФцЗ. Они перекрывают образования фундамента и усть-пинежской свиты венда, постепенно погружаясь к северу, северо-востоку и востоку. Контакт с подстилающими образованиями усть-пинежской свиты устанавливается иногда с отчетливой границей, обозначенной пачкой песчаников, реже – граница условная. Представлена свита аргиллитовидными глинами, в меньшей степени алевролитами, а также мелко- и тонкозернистыми песчаниками. Породы красновато-коричневые, зеленовато-серые, с преобладанием красноцветных разностей в кровле, иногда слабослюдистые, огипсованные, горизонтально-слоистые (20–100 м), с редкими прожилками мощностью до 5–10 см гипса. В основании толщи на глинах усть-пинежской свиты залегает алевропесчаник глинистый мощностью около 4 м.

Слоистость тонкая горизонтальная. Отмечены отдельные прослои алевролитов зелено-серого цвета, подчёркивающие ритмичное строение толщи. В базальной части разреза залегает толща тонкого переслаивания аргиллитовидных глин и алевролитистых песчаников усть-пинежской свиты.

Анализ имеющихся данных по определению возраста органических остатков, установленных в осадках мезенской свиты, указывает только на ее вендский возраст. Так, установленные комплексы микрофитофоссилий из отложений мезенской свиты и верхней части усть-пинежской свиты, достаточно схожи, что без учёта их специфики, а также литологии осадков, не позволяет давать их чёткое разделение.

Мощность свиты в пределах СФцЗ составляет 20–100 м [52, 54, 58, 59].

Отложения мезенской свиты широко распространены в Онежской СФцЗ [210]. С признаками размыва, который фиксируется песчаными прослоями мощностью от 3,5 до 12,2 м, она залегает на породах усть-пинежской свиты. Мощность свиты увеличивается в юго-западном направлении до 146,9 м, а на северо-западе и севере СФцЗ она уменьшается до 12–13,9 м. Средняя мощность составляет 138 м. Мезенская свита представлена однообразной толщиной красно-коричневых, буро-коричневых уплотненных, реже аргиллитоподобных глин. В них отмечаются прослои алевролитов, песчаников и песков. Мощность прослоев – до 6 м. Глины гидрослюдистые, монтмориллонит-гидрослюдистые, в кровле – каолинистые. Прослои песчаников и песков бурой окраски, разномзернистой структуры. Цемент карбонатно-железисто-гипсовый, базальный, слоистость – горизонтальная и диагонально-волнистая. В составе обломков преобладает кварц, в меньшей степени – полевошпат, обломки кремнистых сланцев и интенсивно хлоритизированных эффузивных

пород. Из акцессорных минералов отмечаются лейкоксен, циркон, глауконит, ставролит.

Для отложений мезенской свиты характерен комплекс акритарх: *Leiosphaeridia parva*, *L. aff. effusa* (Sch.), *Synsphaeridium conglutinatum* Tim., позволяющих отнести их к котлинскому горизонту [52, 54, 238].

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения девонской системы распространены на обширной территории в юго-восточной части листа и представлены средним и верхним отделами. Они залегают на разновозрастных образованиях докембрийского фундамента или венда. Большой частью породы девона погребены под более молодыми отложениями палеозоя и на дочетвертичную поверхность выходят в виде полосы шириной до 60–70 км, протягивающейся от Южного Прионежья на северо-восток до структур Ветреного пояса.

Территория листа входит в состав Северо-Западного субрегиона Русской платформы, для которого принята самостоятельная последовательность субрегиональных горизонтов [147]. Расчленение разрезов девонской системы и их сопоставление с Общей стратиграфической шкалой (ОСШ) проведено в соответствии с утвержденной Региональной стратиграфической схемой Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и Постановлениями МСК [139, 140, 141, 144, 147]. В 2017 г. при рассмотрении и утверждении на бюро МСК обновленной Унифицированной стратиграфической схемы верхнего девона Волго-Уральского региона было принято решение о среднедевонском возрасте пашийского горизонта.

Отложения системы представлены терригенно-карбонатными и терригенными формациями морского, прибрежно-морского и лагунного генезиса. В структурном отношении область распространения девонских толщ относится к Онежской и Беломорской моноклиналам и северному крылу Московской синеклизы. По сравнению с Легендой Балтийской серии листов ГК-1000/3, на территории листа изменено структурно-фациальное районирование. Принято деление на четыре структурно-фациальные зоны (СФцЗ) – Онежскую, Белозерскую, Сухонско-Важскую и Псковско-Кубенскую, различающиеся полнотой разреза, а также составом отложений на определенных стратиграфических уровнях. Последняя присутствует также на смежном листе О-37, согласно районированию, принятому в легенде Центрально-Европейской серии листов [227]. Границы между СФцЗ на территории листа проведены достаточно условно в связи с недостатком данных.

В Онежской СФцЗ распространены только верхнедевонские отложения в составе франского и, частично, фаменского ярусов [65]. Узкой полосой вдоль Карбонового уступа они выходят непосредственно под четвертичными отложениями в обнажениях рек Самина, Андома, Ноздрига, Вытегра, Мегра и береговых обрывах юго-восточного берега Онежского озера между мысами Боровский и Андомский, а по уступу и на Карбоновом плато перекрываются мощной толщей каменноугольных отложений.

Разрез девона в Онежской СФцЗ представлен алеврито-песчано-глинистым комплексом пород с незначительным участием известковистых песчаников и мергелей. Отложения на побережье Онежского озера (Андомская гора) имеют преимущественно алеврито-песчаный состав [93]. Толща верхнедевонских отложений мощностью 164,5–243,0 м залегает с угловым и крупным стратиграфическим несогласием на сильно размытой и выровненной поверхности венда. В акватории Онежского озера девонские отложения вскрыты пятью мелкими скважинами на глубину 1,3–3,9 м. Граница с отложениями венда проведена условно в северо-западной части акватории озера.

В Белозерской СФцЗ девонские отложения представлены средним отделом в составе живетского и верхним – в составе франского и фаменского ярусов. Отложения франского яруса развиты повсеместно, но на полную мощность 203–225 м пересечены лишь скважинами 641 и 652, пробуренными на территории листа Р-37-XXVII [62, 230]. Их мощность возрастает с севера на юг и юго-восток от 203 м (скв. 652) до 339 м вблизи южной рамки в Десятовской скважине. Наибольшая мощность для северной и центральной частей территории достигает 312 м в Индоманской впадине (скв. 641). В разрезе верхнего девона преобладают терригенные песчано-глинистые отложения с прослоями карбонатных пород в среднефранском интервале. В северной и центральной частях территории франские отложения перекрываются нижнекаменноугольными, в южной – фаменскими отложениями.

На территории Псковско-Кубенской СФцЗ присутствуют отложения, относимые к живетскому и франскому ярусам. Разрез вскрыт в скважинах 1Г (Р-37-XXIX), 59 и 211Б (Р-37-XXIII). Наиболее полным является разрез скв. 59. В нижней части разреза преобладают песчано-глинистые осадки, лишённые фауны, но с обилием обуглившегося растительного детрита. Средняя часть разреза отвечает морской карбонатно-терригенной формации, а верхняя – континентальной красноцветной песчано-глинистой формации.

В Сухонско-Важской СФцЗ выделяются нерасчленённые отложения франского яруса, представленные пестроцветными терригенными осадками. Залегают девонские отложения на котлинских образованиях венда, часто с конгломератами и гравелитами в основании мощностью до 2 м. Они перекрываются нижнекаменноугольными пестроцветными осадками, контакт с которыми довольно четко фиксируется в основании прослоя конгломератов.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний отдел представлен отложениями живетского яруса мощностью 86,6 м вскрытыми на территории листа Р-37-XXVII в скв. 641 (Белозерская СФцЗ).

Живетский ярус

Индоманская свита (*D_{2in}*) выделена А. Л. Буслевичем в скв. 641 на р. Индоманка по палинологическим данным [241]. Она представлена однообразным ритмическим комплексом преимущественно красноцветных песчано-глинистых пород мощностью 86,6 (инт. 494,4–581,0 м). Толща включает

шесть монотонно сменяющих друг друга вверх по разрезу песчано-глинистых пачек (ритмов) мощностью от 3,65 до 32,3 м. Мощность глинистых слоев – от 3,5 до 18 м, песчаных – от 0,2 до 6,2 м [62]. Характерно присутствие в разрезе смешанных разностей, состоящих из частого переслаивания слоистых глин, глинистых алевритов и алевритовых песчаников. В целом на долю глин и глинистых алевролитов приходится преобладающая часть от общей мощности разреза.

Индоманская свита залегает на породах нижнего отдела кембрия и отличается от тусклых темно-бурых подстилающих отложений сочной красно-бурой окраской. Верхняя граница проводится в подошве пестроцветной слоистой глинистой пачки важинской свиты франского яруса.

Глины красновато-коричневые, иногда бурые, с прослоями голубовато-зеленых, алевритовые и алевропелитовые массивные и слоистые, реже – уплотненные тонкоплитчатые доломитистые.

Песчаники буро-коричневые алевритовые слабосцементированные, сильно ожелезненные полимиктовые. Отложения свиты характеризуются аномальным содержанием хрома, свинца и цинка и повышенным – кобальта [62].

Органические остатки представлены среднедевонскими спорами *Geminospora extensa* (Naum.) Gao, *Leiotriletes simplex* Naum., *Dictiotriletes minor* Naum., *Lophotriletes rotundus* Naum., *Achaeozonotriletes venustus* Naum., *Gravisorites basilaris* (Naum.) Pashk., *G. nalivkini* (Naum.) Zbuk.

Пашийский и тиманский горизонты

Отложения горизонта представлены важинской (Белозерская СФцЗ) и белоручейской (Онежская и Псковско-Кубенская СФцЗ) свитами.

Важинская свита ($D_{2-3}V\check{Z}$) распространена в бассейне рек Ковжа и Вытегра. Фаунистически охарактеризованные отложения мощностью 26,1 м (инт. 454,9–481,0 м) установлены в скв. 652; в скв. 641 мощностью 12,4 м (инт. 482,0–494,4 м) свита выделяется по положению в разрезе. Свита трансгрессивно залегает на размытой поверхности кембрийских, ордовикских (на юге) и среднедевонских (в Индоманской впадине) отложениях и согласно перекрывается отложениями сясинской свиты саргаевского горизонта.

Рассматриваемые отложения представлены песками, песчаниками, уплотненными алевритами, внизу кварцевыми,верху полимиктовыми, с прослоями глин и алевролитов. Цвет пород светло-серый и зеленовато-серый, иногда с розовым оттенком. В подошве свиты залегают пески и песчаники тонко- и мелкозернистые, а в скв. 641 – пачка горизонтально-слоистых слюдистых, полосчатых глин.

Отложения содержат в аномальных количествах кобальт и лантан, а в составе тяжелой фракции – дистен и амфибол. В составе глинистых минералов исчезает хлорит и глины становятся каолинито-гидрослюдистыми. В скв. 652 в инт. 465,3–469,7 м в слое песчаника встречены два сажисто-углистых прослоя мощностью 2–3 см, ориентированные вдоль слоистости. В углистых прослоях наблюдаются пиритизированные растительные остатки и вкрапленники халькопирита.

Определенный в этом интервале комплекс миоспор включает *Gravisporites basilaris* (Naum.) Pashk., *Geminospora rugosa* (Naum.) Obukh., *G. micromanifesta* (Naum.) Owens, *A. macromanifestus* Naum. пашийско-тиманского возраста.

Белоручейская свита (D₂₋₃bĉ). На поверхности породы свиты обнажены в обрывах Андомской горы (Онежская СФцЗ), на всей остальной территории она перекрыта более молодыми образованиями [52, 61]. Данная свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на вендских отложениях и согласно перекрывается палеонтологически охарактеризованной каровской (Онежская СФцЗ) или коношской (Псковско-Кубенская СФцЗ) свитами.

Свита представлена пестроокрашенными глинами алевритовыми, тонкослоистыми с прослоями алевролитов, косо- и диагональнослоистых уплотненных алевритов, песков и песчаников. В подошве свиты залегают пески коричневые, оранжевые и желтые кварцевые мощностью до 20 м (скв. 40). В обнажениях Андомской горы состав свиты преимущественно песчаный. Пески окрашены в красновато- и лиловато-коричневые цвета.

Почти во всех скважинах, вскрывших полную мощность свиты, выделяется два двухчленных ритма осадконакопления, причем в основании их отмечаются пески или алевриты, а в кровле алевритовые или тонкодисперсные глины.

Пески, алевриты и песчаники карбонатно-кварцевые, слюDISTые. В составе глинистых минералов отмечается увеличение каолинита. В тяжелой фракции содержание рудных увеличивается до 62,7%, уменьшается доля лейкоксена и рутила, среди аутигенных резко сокращается барит (до 2,9%). В то же время, на несколько порядков увеличивается содержание окислов и гидроокислов железа. В легкой фракции повышается общее содержание кремнезема и мусковита.

Породы белорусчейской свиты в сравнении с подстилающими отложениями характеризуются повышенными содержаниями следующих химических элементов: Мо, Рb, Cr, Mn, Cu, Co, Ir, Ti. Мощность свиты – до 55 м в Онежской СФцЗ и более 120 м в Псковско-Кубенской.

В рассматриваемых отложениях определен гауйско-аматский комплекс ихтиофауны: *Haplacanthus* sp., *Clyptolepis* sp., *Palaeonisci* gen. indet., *Psammosteus meandrinus*, *Ps. livonicus*, *Bothriolepis obrutschewi* Gross, Diptericidae gen. indet., Ptyctodontidae g. indet., *Psammolepis undulata*.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний отдел представлен франским и фаменским ярусами.

Франский ярус

Отложения пород яруса залегают с поверхности в акватории Онежского озера и Девонской низины, примыкающей с северо-запада к Карбоновому уступу, а также вскрываются в бортах переуглубленных долин, врезающихся в Карбоновое плато. Максимальная вскрытая мощность 234,8 м зафиксирована в скважине, пробуренной на юго-восточном краю пос. Белый Ручей

(Онежская СФцЗ). В составе франского яруса выделяется ряд свит и толщ, соответствующих региональным горизонтам от пашийского до ливенского включительно.

Саргаевский горизонт

Каровская свита (D_{3kV}) выходит на поверхность в нижнем течении р. Ялега, правого притока р. Андома, а также во врезях древних дочетвертичных долин рек Вытегра, Самина, Вербушка, Илекса, Тудозеро и Палозеро, прорезающих Девонскую низину [56]. Отложения согласно залегают на белоручейской свите и перекрываются с размывом курозерской свитой (Онежская СФцЗ). На полную мощность вскрыты на листе Р-37-XXV девятью скважинами на глубинах от 118,6 м (скв. 5) до 316 м (скв. 59).

Во всех скважинах в каровской свите выделяется от двух до трех полных трансгрессивных ритмов (III, IV и V), причем один ритм как маркирующий («репер II») четко прослеживается на всех каротажных диаграммах.

Разрез свиты представлен неравномерным переслаиванием глин, алевролитов, алевроитов, песков, песчаников, для которых характерна пестрая окраска (коричневая, красновато-бурая, голубовато-серая, желтая, розовая, сиреневато-серая), местами значительное ожелезнение. Глины тонкодисперсные и алевроитовые тонкослоистые, реже плитчатые, слабоизвестковистые, монтмориллонит-гидрослюдистые. Нередко глины в тонком переслаивании с глинистыми алевролитами и алевролитами мощностью до 17 м, а также содержат линзы мергелей и известняков. Песчаные и алевроитовые прослои мощностью до 25 м залегают, как правило, в основании ритмов.

В обнажениях Андомской горы каровская свита сложена переслаивающимися тонкозернистыми песками и алевролитами оранжево-красного и розового цветов с алевроитовыми глинами красновато-коричневого и серо-голубого цветов. Встречаются линзы, конкреции и прослои мелкозернистых песчаников на карбонатно-марганцовисто-железистом цементе, заключающие многочисленные обломки панцирей и зубов рыб. Мощность составляет 40 м.

Мощность свиты в Онежской СФцЗ – до 65 м.

В рассматриваемых отложениях определен характерный для саргаевского горизонта комплекс ихтиофауны и беспозвоночных: *Bothriolepis cellulosa* Pand., *B. panderi* Lah., *B. sp.*, *Ptyctodus sp.*, *Haplacanthus sp.*, *Moynthomasia sp.*, *Panderichthys sp.*, *Holoptychius nobilissimus*, *Plourdosteus sp.*, *Avicula (Schelonica) alula* Eichw var. *minima* V. Nal.

Сясинская свита (D_{3ss}) мощностью 22,4–23,1 м вскрыта в скважинах 641 и 652 в интервалах 459,6–482,0 и 431,8–454,9 м (лист Р-37-XXVII). Она представлена глинами и песчаниками красноцветными и сероцветными с редкими прослоями мергелей, известняков и доломитов.

Глины алевроитовые, разноокрашенные (коричневые, зеленовато-серые, зеленовато-коричневые, фиолетовые) карбонатные со следами жизнедеятельности червей и известковистыми стяжениями, нередко огипсованные. В отдельных прослоях глины горизонтально-слоистые, тонкоплитчатые или тонколистоватые и мелкооскольчатые. Нередко глины содержат песчано-алевроитовые прослойки или на плоскостях напластования – присыпки слою-

дистого алевролита. По минеральному составу глины преимущественно каолинит-гидрослюдистые с плавным увеличением количества каолинита к кровле толщи.

Песчаники, алевролиты и алевролиты, как правило, слагают трансгрессивные части ритмов. Они присутствуют в виде самостоятельных слоев мощностью от 0,05 до 5,3 м, но чаще в переслаивании с глинистыми прослоями.

Известняки образуют редкие прослои до 0,25 м или встречаются в виде тонких (1–3 мм, реже 5 мм) пропластков, линз и желваковых стяжений среди глин. Известняки серые и зеленовато-серые неравномернозернистые, в различной степени глинистые и алевроитовые, реже доломитистые, иногда огипсованные. Преобладают известняки органогенные, состоящие из детрита раковинок брахиопод, криноидей, водорослей, рыб и других неопределимых остатков, сложенных кристаллами кальцита, реже фосфата, размером от 0,1–1,0 до 5,0 мм и сцементированных глинисто-карбонатной (как правило, кальцит, иногда с доломитом) скрытокристаллической основной массой. Доломиты залегают в кровле толщи (скв. 652) и представлены пятнистоокрашенными разностями мощностью 0,7 м. Это вторичные доломиты, мелкозернистые, ожелезненные с реликтами криптозернистого кальцита.

В отложениях определен характерный для саргаевского горизонта комплекс фауны: *Camarochoechia pskovensis* Nal., *C. tschudovi* Nal., *C. sp.*, *Lingulidae*, *Psammosteus sp.*, *Bothriolepis sp. indet.*

Коношская свита (D₃kn) выделяется в Псковско-Кубенской СФцЗ [61]. Нижняя часть разреза (инт. 734,5–759,0 м) представлена переслаивающимися глинами лилово-красных, охристо-желтых с алевролитами и алевролитами охристо-желтыми и белыми каолинизированными, с многочисленными отпечатками обуглившихся корешков растений.

Средняя часть разреза коношской свиты отвечает саргаевскому горизонту (инт. 642,0–734,5 м). В его основании (инт. 728,0–734,5 м) выделяются снегорские слои, представленные переслаиванием зеленовато-серых известковистых глин и алевролитов с подчиненными прослоями известняков, сложенных неравнозернистым карбонатом, в массе которого рассеяны многочисленные оолиты, чешуя рыб. Обнаружена фауна: *Estheria ex gr. vulgaris* Lutk.

В инт. 698,0–728,0 м выделяются псковские слои. Их нижняя граница проводится по пачке глин с *Ladogia meyndorfii* Vern., а верхняя в основании глин чудовского возраста, где присутствуют *Lamellispirifer muralis* Vern., а *Ladogia* исчезает. Для указанного интервала характерна повышенная известковистость глин, более частые прослои светло-серых глинистых и ракушечных известняков и мергелей. Многочисленна богатая фауна брахиопод, криноидей, остатков рыб, остракод, из которых *Cavellina batalinae* Zasp. характерна для снегорско-дубниковских слоев Главного девонского поля.

В верхней части интервала (с глубины 704,0 м) появляются остракоды семилукского комплекса: *Knoxella dubia* Pol., *Mennerella krestovnikovii* Pol. и *Bairdia posneri* Egor. В инт. 685,5–698,0 м сильноизвестковистые глины содержат желваки и прослои темно-серых известняков и мергелей, отсутствуют алевролиты. Отмечается богатая фауна брахиопод, криноидей, обломки панцирей рыб и споры.

В инт. 642,0–685,5 м – голубовато-зеленые глины с прослоями алевролитов, а в кровле появляется розовый известняк мощностью до 1,0 м с галькой карбонатных пород. Завершается интервал глиной вишнево-красной с разводами и включениями голубовато-зеленых разностей с обломками чешуи рыб. Интервалу отвечает богатый комплекс фауны лингул: *Lingula* cf. *loewinsoni* Wen., остракод: *Neodrepanella tichomirovi* Zasp., *Bairdia quarziana* Egor., *Indivisia semilukiana* Egor. и др.

Верхняя часть разреза коношской толщи (инт. 507,0–642,0 м) характеризуется пестроцветным обликом, существенно терригенным составом пород, что сближает его с аналогичным разрезом верхнего подъяруса франского яруса скв. 59 (инт. 442,0–515,5 м). Нижняя граница разреза скв. 1Г проводится в основании песчаника, содержащего гальку глинистых пород с остатками *Lingula ligea* Hall. и рыб *Aspidosteus heckeri* Orb.

Общая мощность коношской свиты – до 252 м.

Семилукский горизонт

Курозерская свита (D_3kz) распространена повсеместно, обнажаясь на поверхности в виде полосы шириной до 12 км, а также в древних долинах рек Вытегра, Илекса и Тудозеро [56]. Свита залегает на размытой поверхности каровской свиты на абс. отм. от 63 м до минус 92 м. Глубина залегания подошвы увеличивается в юго-восточном направлении от 41,6 до 257 м (скв. 59).

Отличаясь выдержанностью литологического состава, курозерская свита представлена преимущественно пестроокрашенными глинами с прослоями алевролитов, алевритов и песчаников. Лишь в обнажениях Андомской горы и скв. 33 песчано-алевролитовые разности преобладают над глинистыми. Здесь преобладают желтые, розовые и красно-коричневые пески с редкими прослоями песчаников и окатышами глин. Все породы слабоизвестковистые и слюдястые, нередко тонкогоризонтально- и косослоистые, с остатками ихтиофауны и растительными остатками. В глинах отмечаются скопления известковистых включений. Глины гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые. В отдельных прослоях глины гидрослюдисто-каолинитовые. Мощность курозерской свиты обычно составляет 30–40 м, достигая в районе Андомской горы 60,6 м (скв. 5).

В рассматриваемых отложениях определен семилукский комплекс ихтиофауны: *Jarwikina* sp., *Bothriolepis* sp., *B.* cf. *panderi* Lahus., *Onychodus* sp., *Holoptychius* sp., *Grossopterygii* gen. indet., *Eustenopteron* sp.

Маловишерская свита (D_3mv) на полную мощность (46,0–56,9 м) пройдена скважинами 641 и 652. Свита залегает с размывом на сясинской свите и перекрывается литологически сходными породами снежской свиты. От коношских отложений отличается плавным уменьшением количества гидрослюды и рудных минералов, увеличением содержания циркона и исчезновением амфибола. Для отложений верхней части маловишерской свиты характерны аномальные концентрации свинца и никеля, увеличенное содержание лейкоксена и рутила, значительное загипсование.

В рассматриваемом разрезе четко выделяются два ритма, в основании которых залегают конгломераты или прожилковатые глины с остатками корневой системы. В нижней части свиты преобладают красноцветные и пестроцветные глины: известковистые с редкими прослоями органогенно-обломочных известняков, в верхней – пески розовато-коричневые и светло-серые с прослоями песчаников, алевролитов, глин и алевроитов. Верхняя часть представлена толщей красноцветных и пестроокрашенных, реже зеленовато-серых глин массивных, комковатых и тонкослоистых, слюдистых, нередко карбонатных с прослоями алевроитов, алевролитов и песчаников.

Глины образуют прослой мощностью 0,5–4,6 м. Они представлены пестроокрашенными (буро-коричневыми, лилово-зелеными, бледно-сиреневыми) алевроитовыми, доломитистыми, иногда огипсованными или ожелезненными разностями. Породы обладают листоватой, тонкоплитчатой или тонкослоистой текстурой. В виде гнездообразных включений в глинах присутствует песчано-алевроитовый материал. Химический и минералогический состав глин близок к глинистым разностям коношской свиты.

Пески, песчаники и алевролиты образуют прослой мощностью от 0,5 до 11,5 м. Пески преобладают в скважинах 641 и 13-кф, песчаники и алевролиты – в скв. 652. Пески серовато-желтые и розовато-коричневые тонкозернистые, полевошпат-кварцевые. Песчаники тонко- и мелкозернистые полевошпат-кварцевые, слюдистые, ожелезненные, массивные и горизонтально-слоистые голубовато-серые и розовато-коричневые, иногда охристо-желтые. В верхней части разреза песчаники на карбонатно-гипсовом поровом цементе, состоящем из гипса (30 %) и карбоната (10 %), кальцита и железистого доломита. Гипсовый цемент более поздней генерации и развивается метасоматически. Очень часты фосфатные остатки фауны рыб, а в глинах – углефицированная органика в виде мелких обрывков растительных тканей.

Карбонатные породы приурочены к подошвенной части свиты и представлены прослоями органогенно-обломочных известняков, вторичных доломитов, реже мергелей мощностью 3–5 см, иногда 10 см. В цементирующей массе известняков наряду с кальцитом и доломитом присутствует барит. Как и в коношской толще, вторичные доломиты отмечены только в скв. 652, пробуренной в Воже-Лачской структуре.

В отложениях маловишерской свиты встречены редкие *Lingulidae* и *Onychodus* sp.

Коношская и шекснинская свиты нерасчлененные ($D_3kn-šk$). К данному подразделению отнесены отложения, выделяемые как средний подъярус франского яруса в скв. 59 в инт. 515,0–600,0 м [61].

Инт. 552,7–600,0 м представлен известковистыми зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов, а в верхней части (с инт. 588,0 м) и известняков мощностью 0,5–2,0 см органогенно-детритовых с включениями оолитов гидрогетита и растительного детрита. С инт. 552,7 м известняки исчезают, глины слабоизвестковистые зеленовато-темно-серые до коричневых с прослоями алевроитов и алевролитов, содержащих обуглившийся растительный детрит и остракоды: *Acratia tshudovoensis* Zasp., *Cavellina chvorostanensis* Pol. и др., характерные для саргаевского горизонта.

В инт. 522,0–525,5 м среди темно-зеленых глин с растительным детритом отмечена редкая фауна лингул семилукского облика; сходен с инт. 642,0–648,0 м скв. 1Г. Выше (инт. 515,0–522,0 м) глины приобретают шоколадный оттенок, неалевритистые, с пятнами и линзами голубовато-серых разностей. Содержат фауну лингул *Lingula cf. punctata* Hall., *L. cf. amalitzkii* Wen и растительный детрит. В инт. 515,3–522,0 м характерна пачка пестроокрашенных сильнослоудистых алевролитов с остатками рыб.

Цементированные породы представлены алевропесчаниками, алевролитами и известняками. Последние – органогенно-обломочные с пористой текстурой.

Несцементированные породы (алевриты) имеют преобладающую размерность зерен 0,1–0,06 мм, вес тяжелой фракции составляет 0,01–0,9 г. Здесь отмечаются гранаты, пирит, марказит; сортировка и окатанность алевролитового материала хорошая. Глинистые породы имеют в основном гидрослюдистый, реже каолинит-гидрослюдистый состав.

Мощность коношской и шекснинской нерасчлененных свит – 85 м.

Речицкий и воронежский горизонты

Нозрекская толща (D₃nZ), отвечающая снежскому горизонту, слагает поверхность большей части Девонской низины и по древним переуглубленным долинам рек Андома, Вытегра и Лема глубоко проникает в Карбоновое плато. Отложения толщи с размывом залегают на курозерской свите. Разрез нозрексской толщи отличается крайней невыдержанностью по площади, хотя соотношение терригенных песчано-алевритовых и глинистых пород на большей части территории сохраняется. Во всех разрезах в основании залегают пески или алевриты очень ярких тонов полевошпат-кварцевые, слюдистые. Цементированные разности – песчаники играют в разрезе подчиненную роль. Цемент в основном кремнисто-железистый или карбонатный. Мощность базальных слоев достигает 17 м.

Окраска глин и алевролитов разнообразная: красновато-коричневая, голубовато-серая, сиреневая, охристо-желтая. Встречаются пятнистые и пестроокрашенные полосчатые разности. Наиболее широко распространены алевроитовые, известковистые, слюдистые глины, имеющие массивную структуру, реже присутствуют тонкогоризонтально-слоистые разности.

В строении толщи уверенно прослеживаются два трансгрессивных ритма, причем в нижней части верхнего ритма во всех скважинах прослеживается четкий каротажный репер, позволяющий коррелировать разрезы [56].

Пески, песчаники и алевролиты тонко- и мелкозернистые, иногда крупнозернистые, полевошпат-кварцевые, слюдистые, с карбонатным цементом. В составе терригенных минералов тяжелой фракции отмечается значительное снижение содержания циркона, титанистых минералов, наблюдается появление барита и увеличение окислов и гидроокислов железа. В легкой фракции увеличивается количество полевого шпата, биотита, мусковита, а среди аутигенных появляется опал. Для данной толщи весьма характерно большое разнообразие химических элементов в повышенных концентрациях: Mn, Sn, Ge, Mo и Sc.

Мощность нозрековской толщи изменяется от 33,7 м (скв. 40) до 73,3 м (скв. 59).

Из органических остатков найдены обломки панцирных рыб, из которых определены *Psammosteus falcatus* Obr., *P. sp.*, *Bothriolepis maxima* Gross, *B. panderi* Lahus, *Haplacanthus sp.*, *Dipteris sp.*, *Devononchus laevis* Gross, *D. sp.*, *Platycephallichthys sp.*, *Holoptychius nobilissimus*, датирующие возраст вмещающих пород как снежский.

Снежская свита ($D_3s\check{z}$). Отложения свиты мощностью 54,5–112,0 м вскрыты тремя скважинами [62]. Они трансгрессивно залегают на маловишерской свите и выделяются в разрезе по комплексу литолого-минералогических и геохимических признаков. Для них характерно в составе глинистых минералов снижение доли гидрослюды до 17–40% и преимущественно кварцевый состав песчаных пород.

Снежская свита представлена двучленным ритмически построенным комплексом красноцветных, пестроцветных и сероцветных песчано-глинистых отложений с маломощными и редким карбонатными прослоями. В основании ритмов залегают пески, песчаники или глины с остатками корневой системы, которые выше сменяются глинистыми породами – глинами, алевролитами и реже известняками и мергелями. Мощность ритмов меняется от 21 до 67,8 м. В целом на долю глин приходится около 60% от общей мощности разреза. Мощность глинистых слоев – от 0,5 до 8,7 м, а песчаных – от 1 до 11,8 м.

Обломочные породы представлены песками, алевролитами и слабосцементированными песчаниками тонко- и мелкозернистыми алевролитовыми, слюдястыми, в различной степени глинистыми. Окраска пород красновато-коричневая и зеленовато-серая. Нередко в песках и песчаниках наблюдается тонкая горизонтальная или волнистая слоистость. Глины и глинистые алевролиты представлены породами пестро- и неравномерно окрашенными в коричневый, бурый, сиреневый, голубовато-зеленовато-серый, фиолетовый и охристо-желтый цвета, иногда пятнистыми или же типа «слоеный пирог». Они каолинит-гидрослюдистые и в верхней части карбонатные (часто с известковистыми стяжениями), содержат значительную примесь алевролитовых и песчаных частиц. Обычно глины массивные, реже – тонкогоризонтально-слоистые, иногда брекчиевидные, часто с зеркалами скольжения. Карбонатные породы встречаются в верхних частях ритмов в виде редких прослоев мощностью 0,03–0,3 м. Преобладают серые и розовато-серые тонко- и неравномернозернистые известняки, глинистые, ожелезненные, часто алевролитовые.

В отложениях снежской свиты обнаружены рыбы *Bothriolepis cf. panderi* Gross., фораминиферы *Nanicella bella* Вык., *Rectocornuspira siratchoga* Вык., остракоды *Bairdia sp. indet.*, скопления гиригонитов *Sycidium paucisulcatum* Pryn., *Trochiliscus sexcostatus* Pryn.

Приловатская свита (D_3pr). Отложения свиты вскрыты скважинами. Ее мощность колеблется от 2,9 м (скв. 661) до 79 м (скв. 13-кф). Под отложениями пярдомльской толщи они присутствуют в скв. 677 в восточной части листа Р-37-XXXIII, где мощность составила 46,4 м. Сокращение мощности свиты происходит в юго-восточном направлении от 79 м (скв. 13-кф) до 48,4 м (скв. Десятковская) [62].

Литологический состав близок к снежской свите, но отличается значительным увеличением карбонатности разреза, присутствием алевритистых мелкозернистых доломитов и сокращением доли песчаников. Количество карбонатных прослоев мощностью 0,1–3,9 м возрастает к востоку и юго-востоку от оз. Белое (скважины 672, 677, Десятковская). Мощность ритмов изменяется от 22,4 до 37,5 м.

В отложениях приловатской свиты встречены рыбы: *Bothriolepis* sp. indet., *B. maxima* (?) Gross., *Holoptychius* cf. *nobilissimus*, *H.* cf. *giganteus*, *Acanthodei*, *Onychodus* sp., скопления гиригонитов *Sycidium paucisulcatum* Pryn., лингулы *Lingula loewinsoni* Wen.

Пярдомльская толща (D_{3pm}). Отложения толщи выделены условно в семи скважинах, но под вышезалегающей воложбинской толщей пройдены лишь в скв. 690 полной мощностью 17,6 м. В остальных шести скважинах они вскрыты на глубину от 2,0 до 28,0 м.

Пярдомльская толща согласно залегает на приловатской свите и представлена красноцветными и пестроокрашенными глинами, преимущественно карбонатными, с прослоями кварцевых и полевошпат-кварцевых песков, алевролитов, песчаников и, редко, доломитизированных известняков и мергелей. От подстилающих отложений толща отличается появлением среди глинистых минералов палыгорскита, максимальным содержанием дистена и ставролита и появлением химического элемента ванадия.

Глины образуют прослой мощностью от 0,1–0,5 до 7 м. Они представлены массивными, часто уплотненными и тонкогоризонтально-слоистыми, в различной степени карбонатными и алевритовыми породами, пятнисто и послойно окрашенными в коричневый, бурый, сиреневый, малиновый, голубой, палевый цвета различных оттенков. Для глин пярдомльской толщи характерны: уплотненность (аргиллитоподобные прослой), вязкость, пластичность, брекчированность, зеркала скольжения, известковистые желваки, повышенная карбонатность и меньшая песчанность.

Карбонатные породы встречаются в виде прослоев мощностью 0,05–1,4 м. Они представлены зеленовато-серыми, иногда коричневыми, нередко пятнисто окрашенными известняками скрытокристаллическими доломитизированными (вторичная доломитизация), глинистыми, часто ожелезненными и доломитовыми мергелями.

Пески, песчаники и алевролиты кварцевые и полевошпат-кварцевые, слоистые, зеленовато- и сиреневато-серые. Песчаники часто горизонтально-слоистые, цементированные глинисто-карбонатным (кальцитовым) цементом.

Мощность – до 28 м.

Евлановский и ливенский горизонты

Андреевская толща (D_{3an}) обнажается в виде узкой прерывистой полосы, повторяющей конфигурацию выходов каменноугольных отложений, а также в переуглубленных долинах рек Андома и Вытегра. Она согласно залегает на отложениях нозрексской толщи и перекрывается с размывом породами нижнего карбона, а в юго-восточной части территории – сарручейской

толщей фаменского возраста. Равномерно вскрыта скважинами на глубинах от 66,6 м (скв. 58) до 169,5 м (скв. 66) [56].

В строении андреевской толщи участвуют пестроокрашенные в красновато-коричневый, фиолетовый, голубовато-серый и сиреневый цвета преимущественно алевроитовые, массивные глины, иногда мергелевидного облика, тонкодисперсные, слабоизвестковистые, редко – мергели. По минералогическому типу глины гидрослюдистые и монтмориллонит-гидрослюдистые с каолинитом. Глины переслаиваются с алевролитами, песчаниками и песками. В северной части листа Р-37-XXV преобладают в разрезе песчано-алевроитовые разности.

Алевролиты серые, зеленовато-голубые глинистые, горизонтально-слоистые, полевошпат-кварцевые, слюдистые, с карбонатным и глинисто-железистым цементом. Окраска песков и алевроитов желтая и желто-коричневая и отличается яркостью тонов. Преобладают мелко- и тонкозернистые разности. Сцементированные разности – песчаники – играют в разрезе подчиненную роль. Снизу вверх по разрезу происходит нарастание известковистости пород. В отличие от нижезалегающих нозрекских пород в тяжелой фракции отсутствуют титанистые минералы, резко сокращается содержание гранатов, среди аутигенных исчезает барит, в легкой фракции нет биотита и мусковита.

Из органических остатков определен позднефранско-раннефаменский комплекс ихтиофауны: *Megapomus* sp., *Bothriolepis* sp., *Holoptychius* sp., *Palaeonisci* gen. indet., *Psammosteus* sp., *Devononchus* sp., *Grossopterygii* gen. indet.

Мощность – более 41 м.

Воложбинская толща (D₃V). Отложения толщи распространены в южной и юго-восточной частях Белозерской СФцЗ и на полную мощность (15,8–16,8 м) пройдены скважинами 689 и 690. От нижележащей пярдомльской толщи отличаются большей глинистостью и карбонатностью пород. В глинах резко увеличивается количество каолинита, в тяжелой фракции появляется гранат, происходит увеличение количества циркона при значительном снижении доли дистена и ставролита.

Воложбинская толща представлена пестроокрашенными глинами, преимущественно известковистыми, с прослоями песков, песчаников и алевролитов и их тонким переслаиванием, а также известняков и мергелей. Толща в основании сложена, как правило, мелкозернистыми, розовато-светло-коричневыми и желтовато-зеленовато-серыми песками мощностью до 6 м. Выше залегают пестроокрашенные (зеленовато-серые, красновато-коричневые, бледно-лиловые, серовато-сиреневые цвета) глины алевроитовые, нередко сильно уплотненные, тонкоплитчатые слюдистые с многочисленными зеркалами скольжения. Мощность глинистых прослоев – 0,05–6,0 м, в среднем – 1,4–2,1 м.

Карбонатные прослои (0,6–1,5 м), составляющие в сумме 10 % от мощности разреза, представлены светло-серыми и зеленовато-серыми известняками тонко- и микрозернистыми доломитизированными, реже органогенными (отмечаются остатки водорослей, остракод, фораминифер и брахиопод), а также разноокрашенными, иногда крапчатыми, известковыми мергелями. Из орга-

нических остатков определены гиригониты харовых водорослей *Sygidium paucisulcatum* Pryn.

Кокшеньгская толща (D₃kk). К толще отнесены отложения, выделяемые как верхний подъярус франского яруса в скв. 59 в инт. 442,0–515,0 м [61].

Отложения этого возраста известны в разрезах тех же скважин, что и подстилающие образования. В скв. 59 в инт. 512,0–515,5 м в кирпично-красных слюдистых алевролитах с примесью глинисто-железистого материала отмечается галька песчаников и алевролитов подстилающих отложений (базальные слои). Выше, в инт. 442,0–512,0 м, красноцветная толща представлена переслаивающимися глинами, алевролитами и песками, реже отмечаются прослои рыхлых песчаников и алевролитов.

Для разреза подъяруса характерна повышенная слюдистость, ожелезненность и загипсованность. Последняя является наложенной и развивается в основном по плоскостям наслоения. Глины в большинстве случаев алевролитистые, реже – слабоалевролитистые тонко- и неяснослоистые, каолинит-гидро-слюдистые и гидрослюдистые с примесью гидрогётита, гётита, кварца.

Остатки рыб: *Psammosteus megalopterix* Trautsch., *Bothriolepis panderi* Lahnus. и др.

В скв. 211Б аналогичный разрез прослеживается в инт. 343,5–415,0 м и представлен переслаивающимися пестроокрашенными глинами, песками, песчаниками рыхлыми, алевролитами. В глинах встречаются остатки растений и рыб.

Цементированные обломочные породы подразделяются на песчаники, алевропесчаники и алевролиты. Породы разнозернистые с цементом гипсово-слюдисто-карбонатно-железистого состава. Обломочный материал угловатый, полуокатанный полевошпат-кварцевого состава, размером от 0,03 до 0,25 мм.

Мощность – до 73 м.

Глинисто-алевролитовая толща (D₃ga) предлагается для нерасчлененных отложений франского яруса, вскрытых скважинами в Сухонско-Важской СФЦЗ.

Опорный разрез изучен в скв. Обозерская. Отложения представлены алевролитами, мергелями, аргиллитами, глинами с прослоями песчаников мелкозернистых (0,9–8 м), редко – гравелитов и конгломератов (0,04–0,4 м). Окраска пород пестрая: зеленовато-желтая, серовато-желтая, коричневатокрасная, коричневатосерая. В песчаниках, алевролитах, мергелях наблюдается тонкая горизонтальная или косая слоистость, скопление известковистых стяжений, придающие породам конгломератовидный облик. Отмечаются включения кристаллического гипса розовато-серого. Для пород в целом характерна брекчированность и многочисленные зеркала скольжения. По плоскостям напластования отмечаются следы ходов червей.

Алевролиты и мергели обладают алевролитовой, пелитоморфной структурой, плитчатой или листоватой текстурой. Аргиллиты и глины характеризуются пелитовой структурой, имеют массивную, иногда угловатую текстуру. Песчаники алевропсаммитовой структуры, массивной или слоистой текстуры. Гравелиты и конгломераты коричневатокрасные и желтовато-зеленые;

состоят из гальки и гравия аргиллитов, алевролитов, карбонатов и глинистой, известково-глинистой цементирующей массы.

Залегают девонские отложения часто с конгломератами и гравелитами в основании мощностью до 2 м на котлинских образованиях. Перекрываются нижнекаменноугольными пестроцветными осадками, контакт с которыми довольно четко фиксируется в основании прослоя конгломератов. Полная вскрытая мощность составляет 44,9 м (скв. 4-К, лист Р-37-V).

Мощность разреза достигает 92 м.

Фаменский ярус

Задонский и елецкий горизонты

Сарручейская толща (D_3Sc) слагает повышенные участки девонского рельефа в юго-восточной и южной частях Онежской СФцЗ. На полную мощность вскрыты девять скважинами с глубиной залегания подошвы от 101 до 141,8 м [56]. Залегают с размывом на андреевской толще, перекрываются различными пачками патровской свиты нижнего карбона. На данной территории сарручейская толща выделена по условиям залегания и по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными аналогичными отложениями на соседнем листе Р-37-XXVI [211].

Нижняя граница толщи проводится в основании пачки песков тонкозернистых алевролитовых с характерной розовато-серой и желто-серой окраской, полевошпат-кварцевых или же глинистых слоистых алевролитов мощностью до 10 м. Выше залегают глины пестроокрашенные в красновато-коричневый, серовато-коричневый, голубовато-серый, блеклые цвета, дисперсные, но чаще алевролитовые, редко слоистые, каолинит-гидрофлюидные. Часто глины переслаиваются с голубовато-серыми алевролитами и тонкими прослоями глинистого алевролита. Характерной особенностью толщи является весьма высокая плотность глин, повышенная известковистость и наличие прослоев мергелей и доломитовых глин. Среди терригенных минералов тяжелой фракции наиболее характерны циркон, рутил и ставролит, а в легкой фракции преобладает кварц (до 95,4 %) при отсутствии слюды.

Мощность толщи превышает 31 м.

В аналогичных отложениях у пос. Анненский Мост в 7 км от восточной рамки листа Р-37-XXV определен фаменский комплекс ихтиофауны: *Bothriolepis* cf. *ornata* Eichw, *Arthorodira* gen. indet, *Holoptychus nobilissimus* Ag.

Любытинская толща (D_3lb). Фаменские образования в Белозерской СФцЗ выделены условно. Они вскрыты лишь двумя скважинами (689 и 690) мощностью 15,1–25,3 м [62].

На Онежско-Белозерском водоразделе разрез фаменского яруса более глинистый по сравнению с южными разрезами, но в то же время более карбонатный, чем нижележащий франский разрез. Нижняя граница проводится в основании отложений, включающих частые прослои карбонатных пород. В целом толща сложена пестроцветными глинами с прослоями мергелей, известняков, доломитов, песков, песчаников и алевролитов.

Глины представляют собой плотные породы, пестро окрашенные в красновато-коричневый, серовато-сиреневый, голубовато-зеленый блеклые цвета, преимущественно массивной текстуры, песчанисто-алевритовые, в различной степени карбонатные, каолинит-гидрослюдистые. Зеркала скольжения не столь характерны, как в глинах воложинской толщи. Мощность глинистых прослоев – от 0,15 до 5,7 м.

Карбонатные породы почти на 50 % представлены пестроцветными мергелями, иногда крапчатыми, плотными с остроугольным изломом, доломитистыми, в различной степени глинистыми мощностью 0,4–0,7 м. Доломиты светло-серые, мелкопятнистые, пористые, тонкозернистые. Известняки светло- и зеленовато-серые глинистые с мощностью прослоев 0,2–1 м. Отмечаются органогенные остатки, мелкие скопления гипса, иногда черная углефицированная органика.

Песчаные породы представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком песчаниками, часто карбонатными мощностью 0,1–0,4 м и песками коричневато-бурыми мелкозернистыми глинисто-известковистыми, полевошпатовыми. Особенностью минерального состава фаменских пород по сравнению с нижележащими отложениями воложинской толщи является повышенное содержание кварца, пониженная слюдистость и увеличение рудных.

Из органических остатков определены обломки ихтиофауны: *Bothriolepis*? sp., *Holoptychius* sp.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы представлены всеми тремя отделами. Отложения нижнего отдела выходят на поверхность на юго-западе–западе листа в виде полосы юго-западного–северо-восточного простирания, слагающей бровку и склоны карбонового уступа. Значительно реже выходы вдаются узкими полосами в борта древних дочетвертичных долин в поле развития среднекаменноугольных отложений. На территории листа выделяются четыре структурно-фациальные зоны – Андомо-Вытегорская, Пестово-Белозерская, Онежско-Северодвинская и Беломорско-Важская, различающиеся полнотой разреза, а также составом отложений на определенных стратиграфических уровнях. Разрез нижнего карбона достаточно хорошо изучен сериями картировочных поисково-разведочных и научно-исследовательских работ в связи с его бокситоносностью. Выделяются визейский и серпуховский ярусы. В средней части листа в районе кряжа Ветреный пояс разрез нижнего карбона более сокращенный. В Беломорско-Важской СФцЗ к нижнему отделу отнесены обломочные терригенно-карбонатные отложения, с перерывом перекрывающие верхнедевонские или докембрийские породы. Полная мощность отложений нижнего карбона – до 154 м.

Естественные выходы среднего карбона известны в опорном обнажении на правом притоке р. Андома – Калиручье на юго-западе листа в пределах Андомо-Вытегорской СФцЗ, по берегам р. Онега и ее притоков.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Визейский ярус

Разрез нижнего карбона начинается с отложений визейского яруса, в котором выделяются радаевский, тульский, алексинский, михайловский и веневский горизонты. Отложения нижнего карбона выделяются в Андомо-Вытегорской и Пестово-Белозерской СФцЗ в максимальном объеме, в Онежско-Северодвинской СФцЗ они соответствуют тульско-веневскому интервалу.

*Радаевский, бобриковский, тульский, алексинский,
михайловский и веневский горизонты*

Кремницкая и патровская свиты объединенные (C_{1kt+pt}) выделяются в Андомо-Вытегорской СФцЗ. *Кремницкая свита* сохранилась на отдельных участках, главным образом на склонах палеовозвышенностей. Трудность ее выделения объясняется сходством с подстилающими и перекрывающими отложениями. Элювиально-делювиальные (кора выветривания) отложения выделены в разрезах 14 скважин. Глубина залегания этих образований изменяется от 39 до 167 м.

Свиту слагают глины пестроцветные, неравномерно ожелезненные, с включением бобовин, охристые, коричневато-красные, зеленовато-серые слабопластичные, тонкодисперсные, с гнездами каолинита. От верхнедевонских пестроцветов они отличаются блеклыми тонами окраски, полным отсутствием цветных слюд и обогащением полуторными окислами железа и алюминия. По минеральному составу глины каолиновые и гидрослюдисто-каолиновые.

Мощность кремницкой свиты изменяется от 1,0 до 9,8 м (скв. 40). Органические остатки в отложениях свиты не обнаружены.

Патровская свита согласно перекрывает кремницкую свиту и граница между ними распознается с трудом. Патровская свита объединяет отложения тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов. Это песчано-глинистые отложения с прослойками (от одного до трех) известняка. Мощность свиты достигает 87 м. В ее составе выделяются пять пачек. Стратотип описан В. П. Бархатовой [15] в обнажениях руч. Каменный.

Нижняя пачка патровской свиты, соответствующая тульскому горизонту, имеет ограниченное распространение. На дочетвертичную поверхность выходит в виде пятен у подножия Карбонового уступа. Обнажения пачки известны на р. Андома у дер. Желвачево, на руч. Каменный вблизи устья. Глубина залегания подошвы свиты изменяется от 21,7 до 172,5 м. Свита залегает с разрывом на верхнедевонских отложениях по бортам палеодепрессий девонского рельефа и перекрывается несогласно песками второй пачки, заполняющими депрессии. В стратотипе на руч. Каменный на пестроцветных девонских глинах залегают серовато-белые кварцевые, бесслюдистые пески, неравномернозернистые с преобладанием среднезернистой фракции мощностью 3 м. Выше залегают углистые глины, внизу окрашенные в черный цвет с тонкими прослойками углисто-глинистого вещества. Среди глин в виде

прослоев и линз залегает железисто-глинистая порода типа «мумии» с содержанием Fe_2O_3 до 49 %. Мощность составляет 5,6 м.

По составу глины гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые. Мощность отложений первой пачки не превышает 10 м. В углистых глинах в районе дер. Желвачево на р. Андома и в скважине на Лемском бокситовом проявлении были обнаружены характерные для тульского горизонта споры: *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Naum, *Tr. valleculosus* (Waltz) Naum, *Tr. valabilis apinosus* Naum., *Trachiotriletes lasius* (Waltz) Naum.

Ко второй пачке патровской свиты отнесена песчаная и глинисто-песчаная нижняя часть алексинского горизонта. Отложения второй пачки выполняют палеоложбины и палеодепрессии, окружающие палеовозвышенности, в пределах которых они отсутствуют. На дочетвертичную поверхность они выходят полосой вдоль подножия Карбонового уступа шириной до 8 км. Естественные выходы известны на руч. Каменный, реках Тагажма, Ноздрига, Поврека и Андома. От выходов на поверхность вторая пачка погружается в восточном и юго-восточном направлениях до глубины 183,5 м. Наиболее полно вторая пачка изучена в опорных обнажениях на руч. Каменный (обн. 36) и на р. Тагажма у дер. Сперово.

На руч. Каменный на черных и серых глинах первой пачки залегает 22-метровая толща кварцевых песков светло-розового и желтовато-белого цветов мелкозернистых (в нижней части разреза среднезернистых), хорошо отсортированных, на отдельных участках сильно ожелезненных. В нижней части разреза наблюдается слой красно-бурого песчаника с железисто-известковым цементом.

В 2 км от этого разреза на р. Тагажма вблизи дер. Сперово структура разреза толщи песков второй пачки резко отличается: мощность песчаной части разреза сокращается до 15–16 м; основная часть толщи имеет ритмическое строение – каждый ритм начинается светлоокрашенными косослоистыми песками, на них залегают горизонтально-слоистые зеленовато-серые глинистые алевролиты, а венчают ритм кирпично-красные тонкослоистые глины, в кровле песчаной толщи залегает известковистый ожелезненный песчаник (мощность 0,8–1,2 м) с морской фауной фораминифер.

Встречаются серые с темно-серыми прослойками углистые глины с включением обугленных растительных остатков, особенно характерные для верхней части толщи. Глины коричневые и желтые алевроитовые, иногда песчаные, реже тонкодисперсные, нередко горизонтально-слоистые. По минеральному составу глины гидрослюдисто-каолинитовые, монтмориллонит-гидрослюдисто-каолинитовые.

Максимальная мощность второй пачки – 38 м.

Из слоя песчаника, венчающего разрез второй пачки на р. Тагажма у дер. Сперово были определены фораминиферы: *Eostaffella mediocris* Viss., *Eost. mediocris ovalis* Viss., *Eost.cf. constricta* Jan., *Archaeodiscus krestovnikovii* Raus., *Arch. tumidus* Grozd. et Leb., *Arch. approximatus* Jan., *Arch. glomus* Jan., *Arch. grandiculus* Schlyk. и др., свидетельствующие об алексинском возрасте.

В третью пачку патровской свиты выделена верхняя песчано-глинистая толща алексинского горизонта. В тех разрезах, где эта пачка залегает на песчаных отложениях второй пачки, контакт резкий, если же вторая пачка сло-

жена также глинисто-песчаными породами, граница проводится в достаточной мере условно. На дочетвертичную поверхность отложения третьей пачки выходят полосой вдоль Карбонового уступа. Абс. отм. подошвы третьей пачки изменяются от 100,2 м в скв. 2 до 16,8 м в скв. 66.

Пачку слагают преимущественно глины, однако на склонах палеовозвышенности встречаются разрезы, в которых значительную роль играют алевроиты и пески, в пределах верхних частей палеовозвышенностей толща включает бокситовые породы (сиаллиты). Глины пестроокрашенные в красновато-коричневый, голубовато- и зеленовато-серый, охристо-желтый, фиолетовый и вишневый цвета, встречаются серо-черные углистые глины, особенно характерные для верхней части пачки. Встречаются все разновидности глин – от песчано-алевритовых до тонкодисперсных. Мощность слоев глин – до 4,0–4,5 м. Алевроиты и алевролиты сиреневато- и вишнево-коричневые с серо-зелеными пятнами, обычно глинистые, реже глинисто-песчаные. Чаще всего алевроиты и алевролиты образуют прослой в толще глины, но иногда слагают большую часть разреза пачки, достигая мощности 6 м. В южной и юго-восточной частях территории в верхних частях склонов палеовозвышенности пачка содержит сиаллиты и аллиты с кремневым модулем (Al_2O_3/SiO_2) – 0,75–1,06.

Мощность пачки изменяется от 2,5 м (скв. 29) до 15,1 м (скв. 66).

К четвертой пачке патровской свиты отнесены песчано-глинистые отложения михайловского и нижней части веневского горизонтов. Обнажения известны по берегам руч. Каменный, рек Тагажма, Вытегра и Андома. Глубина залегания подошвы пачки – от 10,8 до 178,0 м.

Разрез представлен преимущественно глинами (~80%), содержащими прослой песков и маломощные (0,15–0,5 м, реже 1–1,5 м) прослой (один, реже – два) известняков. Глины окрашены в охристо-желтый, лиловый, зеленовато-серый, сиреневый, красно-бурый цвета; встречаются одноцветные розовато-серые глины. Алевроиты и пески окрашены в зеленовато- и серовато-желтые, сиреневато- и желтовато-коричневые цвета. Пески, как правило, тонкозернистые алевроито-глинистые, нередко переходящие в песчано-глинистые, незначительно слюдястые алевроиты, иногда содержат маломощные прослойки глин. Пески наиболее характерны для разрезов в пределах палеодолин.

Встречаются цементированные железисто-карбонатным или карбонатным цементом прослой алевролитов и песчаников. Почти на всей территории, за исключением сводовых частей палеовозвышенности, в разрезах пачки наблюдаются 1–2 прослоя карбонатных пород, представленных мергелями, известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Мощность прослоев не превышает 0,5 м, но встречаются и 2-метровые слои (скважины 73, 65). Мощность пачки – от 1 до 33 м.

Руководящий комплекс фораминифер для михайловского и веневского горизонтов: *Cribrospira mikhailovi* Raus., *Omphalotis tantilla* (Schlyk), *Eostaffella ovesa* Gan., *E. accepta* Gan., *E. pressula* Gan., *E. constricta* Gan., *Millerella pauperis* Durk., *Endothyranopsis compressa* (Raus.), *Archaediscus suppressa* Schlyk., *A. aff operosus* Schlyk., *A. tumiclus* Grozd. et Leb.

Отложения пятой пачки патровской свиты (веневский горизонт) выходят широкой полосой вдоль Карбонового уступа, обнажения известны на реках

Тагажма, Вытегра, Андома, Поврека, Кимрека и др. Они погружаются в юго-восточном направлении до глубины 12,3 м (скв. 74). Пачка сложена преимущественно доломитами и доломитизированными известняками, менее распространены известняки. Породы окрашены в серые тона – от темно-серых до почти белых, иногда окраска пятнистая, за счет прокраски окислами железа. Структура органогенно-обломочная и органогенно-кристаллическая, текстура массивная, песчаниковидная или брекчиевидная. Встречаются крупные каверны, частично или полностью выполненные кристаллами кальцита либо вишневой или серо-зеленой глиной. Иногда в породах наблюдается окремнение.

Мощность пачки изменяется от 1,4 м (скв. 12) до 12,5 м (скв. 68).

Комплекс фораминифер в отложениях пятой пачки тесно связан с комплексом фораминифер нижележащей четвертой пачки патровской свиты. Руководящий комплекс фораминифер и хететид веневского горизонта: *Parastaffella luminosa* Gan., *Eostaffella* aff. *ikensis tenebrosa* Viss., *E. oblonda* Gan., *Endothyronopsis crassa* (Brady), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *G. antoninae* (Grozd. et Leb), *G. inconstans* (Grozd. et Leb.), *Mikhailovella korablinensis* Fom., *Chaetetes crustacea* Son, *Chaetetella repens* Sok.

Тихвинская свита (C_{1th}), относящаяся к тульскому горизонту, выделена в Пестово-Белозерской СФцЗ. Свита развита в понижениях рельефа довизейской поверхности. На возвышенных участках отложения отсутствуют или имеют минимальную мощность (до 0,7 м в скв. 2). Отложения с максимальной мощностью (до 9,4–10,4 м) накапливались в локальной депрессии в дотульском рельефе (скважины 214, 205). Свита представлена переслаивающимися пестроцветными глинами, алевролитами, реже песками и ожелезненными песчаниками. В верхних частях разреза отмечены углистые глины.

Осадки тихвинской свиты часто подстилаются корами выветривания верхнедевонских отложений мощностью до 6,5 м (скважины 205, 209, 213, 4, 19 и др.) На площади листа Р-37-XXXI в составе свиты присутствуют бокситовые породы – аллиты и сиалиты. Здесь мощность свиты – до 14 м.

По сравнению с подстилающими девонскими отложениями уменьшается содержание рудных минералов, дистена, ставролита, сфена, но увеличивается количество циркона, титанистых минералов, появляется гематит. В глинах (скв. 17) обнаружены брахиоподы – *Linqula* cf. *squamiformis* Phill, споры раннекаменноугольного возраста – *Hymenozonotriletes pusiltus* (Waltz.) Naum., *Trilobozonotriletes incistrilobus* Naum., *Trematoronortiletes* aff. *variabilis* Naum.

Мстинская и путлинская свиты объединенные (C_{1ms+pt}) распространены в Пестово-Белозерской СФцЗ. Мстинская свита соответствует алексинскому горизонту. Свита образована глинами петроцветными, углистыми, песчаниками, алевролитами, алевролитами, песками с прослоями известняков и мергелей с брахиоподами *Giganthoproductus* sp., *Phricodothyris lineata* Mart., *Semiplanus semiplanus* Schw. и фораминиферами *Eostaffella mosquensis* Viss., *Endothyranopsis crassus* Brady.

В скв. 59 (инт. 416,0–439,0 м) свита выделяется по керну и результатам каротажа. Она представлена в основном песками с редкими прослоями кварцевых песчаников, которые согласно залегают на подстилающих тульских образованиях. В основании разреза характерны гнездообразные включения

(1–3 см в диаметре) белой каолиновой глины, а также тонкие прослойки голубовато-зеленого цвета. Полные вскрытые мощности свиты значительно колеблются в зависимости от доалексинского рельефа от 14,7 м (скв. 9) до 60,0 (скв. 1к) и 60,5 м (скв. 646). Преимущественно песчаный характер разрезов приурочен к пониженным участкам, на возвышенных участках, где мощности свиты минимальные, преобладают песчано-глинистые отложения. Мощность достигает 30 м.

Разрез мстинской свиты представлен образованиями морской, прибрежно-морской, прибрежно-дельтовой, реже – русловой и пойменной фаций с характерной трансгрессивно-регрессивной цикличностью.

Путлинская свита соответствует михайловскому горизонту региональной шкалы Русской платформы, выделяется в Пестово-Белозерской СФцЗ и коррелируется с нижней частью четвертой пачки патровской свиты. Отложения путлинской свиты распространены в тех же пределах, что и мстинская свита. Мощность ее колеблется от 1,7 (скв. 641) до 22,5 (скв. 2). Терригенные отложения представлены глинами с прослоями алевритов, алевролитов и песков, имеющих пеструю окраску. В верхней части разреза отмечается слой буровато-серого доломита мощностью до 1 м.

В целом свита, видимо, представляет один крупный регрессивно-трансгрессивный цикл, терригенная нижняя часть которого составляет регрессивную, верхняя – терригенно-карбонатная – трансгрессивную фазы развития бассейна седиментации.

Органические остатки обнаружены на сопредельных площадях, где они представлены фораминиферами *Archaediscus molleri* Raus, *A. infantis* Schyk., *Mediocris mediocris* Viss. и др., соответствующие михайловскому времени.

Егольская свита (С_{ег}) выделяется в Пестово-Белозерской СФцЗ. Свита соответствует веневскому горизонту. Нижняя часть разреза, терригенная, четко отделяется от доломитовой кровли путлинской свиты. Верхняя часть представлена карбонатными осадками. В целом отложения свиты представляют собой единый регрессивно-трансгрессивный цикл, аналогичный михайловскому горизонту. Максимуму трансгрессии соответствует прослой доломитизированного известняка. Мощность свиты колеблется от 2,6 м (скв. 4) до 16 м (скв. 652).

Нижняя часть свиты сложена пестроокрашенными глинами, алевритами, алевролитами, песками. В отличие от путлинской свиты, все литологические разности известковистые. Верхняя часть представлена доломитами, доломитизированными известняками с прослоями известняков. Мощность залегающего в кровле маркирующего слоя доломитизированного известняка колеблется от 0,1 до 2 м на северо-западе и до 3–6 м на юге и юго-востоке.

В подошве свиты в глинах иногда наблюдаются гальки и обломки карбонатных пород. Обнаружен комплекс характерных фораминифер: *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikens* Raus., *Archaediscus grandiculus* Schlyk., подтверждающих веневский возраст свиты.

Иксинская свита, *лядинская* и *марковская* толщи объединенные (С_{ijk=mr}) распространены в Онежско-Северодвинской СФцЗ. Отложения тульского горизонта представлены *иксинской свитой*. Она объединяет в себе две толщи – подрудную и бокситовую [54].

Подрудная толща. Литологический состав и мощность толщи очень изменчивы и зависят от рельефа подстилающего ложа. В южной части территории подрудная толща представлена преимущественно песками и глинами светлого серовато-фиолетового и белого цветов, слабослюдистыми, с большим содержанием каолинита, часто огипсованными. В подошве встречается галька жильного кварца.

На склонах Иксинской впадины фундамента, приуроченной к современной долине р. Икса, подрудная толща сложена темно-красными с зеленовато-серыми пятнами, плотными жирными глинами с подчиненными прослоями и линзами светлого алевролита. От нижележащих девонских осадков эти отложения отличаются заметным содержанием каолинита и, в ряде случаев, наличием галек кварца.

Во внутренних частях впадины подрудная толща представлена крупнообломочными конгломератами, состоящими из угловатых и угловато-окатанных обломков монтмориллонитовых и каолинитовых глин, выветрелых эффузивов, жильного кварца. Гальки покрыты темной железистой оболочкой. Встречаются мелкие железистые бобовины, следы растительных остатков. Цемент глинистый ожелезненный, слабый. Цвет породы пестрый, зависит от окраски галек и цемента. Наблюдается грубая косая слоистость. Конгломераты залегают в наиболее глубоких частях докарбонного рельефа, и, видимо, являются отложениями временных потоков, стекавших со склонов кристаллического массива.

К юго-востоку конгломераты замещаются песками, одновременно мощность подрудной толщи увеличивается до 20 м. Здесь толща состоит из светлых охристых песков, переслаивающихся с алевритовыми красными глинами. В понижениях рельефа наблюдается присутствие обугленных растительных остатков, окрашивающих породу в темный, почти черный цвет.

Бокситовая толща представляет собой своеобразное образование, целиком сложенное породами, обогащенными бокситовыми минералами и каолинитом. Эти породы выполняют плоские депрессии в докарбонном рельефе, унаследованные от рельефа древнего фундамента, образуя как бы элювиально-делювиальный шлейф у подножия склонов кристаллического массива. На поверхности массива или на крутых склонах бокситовые породы встречены не были.

В подошве бокситовой толщи залегают подрудная толща, а там, где она выклинивается – отложения девона или верхнего венда. На склонах древнего фундамента бокситовые породы трансгрессивно перекрывают все нижележащие отложения и в ряде случаев залегают непосредственно на коре выветривания основных эффузивов. С удалением от края кристаллического массива бокситовые породы постепенно выклиниваются и замещаются каолинитовыми глинами и песками. Последние дальше переходят в светло-желтые и серые кварц-полевошпатовые мелко- и среднезернистые пески с прослоями коричневатого-красных глин. На погружении главной гряды Ветреного пояса, за пределами листа, бокситовые породы замещаются оолитами правильной шарообразной формы размерами от 1 до 15 мм, белого цвета с зеленой, жирной на ощупь, оболочкой, сцементированными карбонатно-глинистым цементом. Оолиты состоят из анальцима, образующего округлые псевдокри-

сталлы концентрического строения, частично замещенные каолинитом. Мощность оолитовой пачки в разных скважинах изменяется от 0,6 до 7,8 м. Анальцимы и цеолиты были обнаружены также в западной части Иксинского месторождения, там, где бокситовая толща с конгломератами в основании подстилается образованиями коры выветривания основных пород.

Бокситы, отвечающие требованиям промышленности, имеют сравнительно ограниченное распространение. Рудные залежи представляют собой линзовидные тела неправильных очертаний, приуроченные к средней части бокситовой толщи. В залегании рудных тел наблюдается вполне определенная зависимость от рельефа подрудного ложа: они выполняют замкнутые, полого наклоненные чашеобразные или корытообразные понижения у подножия кристаллического массива. На возвышенностях или открытых плоских поверхностях условия, благоприятные для бокситообразования, отсутствовали.

Бокситовые породы каменистые, хрупкие, трещиноватые, пористые, кусковатые с землистым изломом. По гранулометрическому составу бокситы относятся к пелитовым породам. Окраска верхней и нижней частей толщи красная, темно-розовая, а в средней – светло-розовая, серая, зеленоватая, желтоватая или белая. По всей толще встречаются растительные остатки в виде ожелезненных трубок, отпечатков обрывков и тонких ветвящихся корешков стигмариий.

В толще бокситовых пород выделяются четыре разновидности, занимающие определенное положение в разрезе (снизу вверх): бокситы обломочные, пелитовые, пятнистые и железобобовые.

По простираанию выклинивание толщи бокситовых пород происходит в том же порядке: сначала выклиниваются обломочные разности, занимающие наиболее пониженные участки впадин, затем пелитовые и по периферии залежи встречаются только пятнистые и железобобовые разности. Там, где бокситовые породы залегают на образованиях коры выветривания кристаллических пород, на контакте наблюдаются ясные следы перерыва, выраженные прослоем конгломератов с обломками коры в бокситовом цементе, с галькой жильного кварца.

По химическому составу бокситовая толща неоднородна, но в распределении разностей бокситовых пород существует определенная закономерность: сиаллиты слагают кровлю и подошву толщи, бокситы составляют ее среднюю часть.

В отложениях подрудной толщи обнаружены споры из группы гладких *Leiotriletes platirugosus* Naum. и сетчатых, типа *Azonotriletes reticulata* Naum., а также шиповатые и тонкошагреневые формы плохой сохранности (определения Е. К. Вандерфлит).

Максимальная мощность бокситовой толщи составляет 23 м, а мощность иксинской свиты оценивается в 30 м [54].

Алексинский горизонт в Онежско-Северо-Двинской СФцЗ представлен *лядинской (надрудной) толщей*, сложенной переслаивающимися линзовидными прослоями глин, алевроитов и песчаников. Окраска пестрая, преобладает буровато-красная, коричневая с зеленовато-серыми и желтоватыми пятнами. Нижние части разреза, как правило, обогащены каолинитом и таким образом связаны постепенным переходом с подстилающими породами тульского

горизонта. В описываемых отложениях наблюдаются конкреции и землистые налеты черного цвета ванадиево-кобальт-марганцовистого состава. Мощность толщи варьирует от долей метра до 26 м [54].

Марковская толща, представленная толщей так называемых «железобобовых глин», является аналогом терригенно-карбонатных отложений михайловского горизонта Андомо-Вытегорской и Пестово-Белозерской СФцЗ. В Онежско-Северо-Двинской СФцЗ, на северном склоне кряжа Ветреный пояс толща залегает непосредственно под карбонатными породами среднего карбона. Мощность толщи в Иксинской впадине достигает 20–24 м, а на склонах поднятий уменьшается до 5–7 м и полного выклинивания [52].

Серпуховский ярус

На территории листа серпуховский ярус присутствует в объеме тарусского, стешевского и протвинского горизонтов. Отложения запалтьюбинского горизонта уничтожены предмосковским размывом. Отложения распространены повсеместно, за исключением узкой полосы на крайнем северо-западе территории.

На площади Онежско-Северодвинской СФцЗ разрез тарусского и стешевского горизонтов неоднородный, в отличие от соседних площадей, где наблюдается преобладание карбонатакопления, здесь в разрезах присутствуют обломочные породы – песчаники, глины, алевролиты, конгломераты и т. д. По генезису эти отложения прибрежно-морские или континентальные и их накопление связано с размывом суши. В Онежско-Северодвинской СФцЗ выделена вахновская толща в объеме протвинского горизонта.

Тагажемская свита (*C₁tg*) выделена в Андомо-Вытегорской СФцЗ. Отложения тагажемской свиты выходят на поверхность по бортам рек Андома, Вытегра, Тагажма (стратотип обнажений 42 и 44). Разрез свиты насчитывает две карбонатные и две песчано-глинистые пачки. Нижние терригенная и карбонатная пачки объединяются в нижнюю подсвиту и соответствуют тарусскому горизонту, следующие две аналогичные пачки верхней подсвиты – стешевскому горизонту. Свита разделяется на подсвиты, при этом нижняя подсвита соответствует тарусскому, а верхняя – стешевскому горизонтам. Отложения нижней подсвиты развиты повсеместно в пределах Карбонового плато. Под четвертичными образованиями они выходят в виде извилистой полосы 0,5–4 км вдоль Карбонового уступа и с размывом залегают на карбонатных породах патровской свиты на глубинах от 142 до 20,5 м. Каждая из подсвит имеет двучленное строение.

Нижняя подсвита представлена внизу глинами с прослоями песков, песчаников, алевритов, доломитов и доломитизированных известняков, вверху – доломитами и доломитизированными известняками.

Известняки скрыто- и мелкокристаллические массивные, на отдельных участках наблюдаются каверны, частично выполненные кальцитом или бурой глиной, а также окремнение. Общая мощность отложений нижней подсвиты достигает 24 м.

Комплекс фораминифер содержит следующие тарусские виды: фораминифер *Parastaffella struvei* (Moell.), *P. aff globosa* (Ros.), *Endothyranopsis*

crassa sphaerica (Raus. et Reitl), *Globoendothyra globula* (Eichw.), *G. dorogobuzhica* Gan., *Planoenclothyra aljutovica minor* Ros., *Endostaffella parva* (Moell.), *Bradyina rotula* (Eichw.), *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. pseudostruvei* Raus. et Reitl., *E. struvei chomatifera* Kir., губок *Chaetetes janischewski* Sok., *Syringopora reguiaris* Sok.

Верхняя подсвета повторяет конфигурацию выхода на поверхность отложений нижней подсветы, погружаясь в пределах Карбонового плато от 17,1 м (скв. 6) до 107,4 м (скв. 73). Залегает на размывтой поверхности отложений нижней подсветы. Общая мощность верхней подсветы изменяется от 3,6 до 18,8 м (скв. 73).

Комплексы фораминифер обычно общие для тарусского и стешевского горизонтов. Среди остатков фауны присутствуют губки *Chaetetes rossicus* Sok., табуляты *Syringopora ramulosa* Goldff., брахиоподы *Striatifera striata* Fisch.

Девятинская свита (C_{1dv}) в Андомо-Вытегорской СФцЗ соответствует протвинскому горизонту. Отложения были описаны в обнажениях по рекам Вытегра, Тагажма, Бучнуха и вскрыты многочисленными скважинами. Глубина залегания подошвы изменяется от 14,6 м (скв. 37) до 94 м (скв. 74).

Разрез свиты двухчленный. Нижняя – песчано-глинистая часть – залегает с размывом на подстилающих отложения верхней подсветы тагажемской свиты. В нижней части разреза примерно в равных количествах присутствуют глины, алевролиты, пески, встречаются редкие прослои доломитов и известняков. Глины чаще алевролитовые и тонкодисперсные, красного цвета, в основном монтмориллонит-гидрослюдистые, редко – бейделлитовые. Алевролиты и пески слагают около 25 % разреза и присутствуют примерно в равных количествах.

Верхняя известняково-доломитовая часть обнажается на р. Вытегра у с. Девятины, в которой В. П. Бархатова [16] выделила три толщи: доломитизированные известняки и доломиты сильно окремненные, толстослоистые известняки, рифовые, сильно закарстованные сахаровидные известняки общей мощностью 20 м. Эти толщи четко выделяются в разрезе р. Вытегра, а на остальной территории в большинстве случаев удается выделить две толщи: нижнюю, сложенную преимущественно доломитами с прослоями доломитизированных известняков, и верхнюю известняковую.

Девятинские породы закарстованы. Общая полная мощность свиты обычно составляет от 15 до 22 м, максимальная мощность – 29 м. Определены такие характерные для протвинского горизонта формы: брахиоподы – *Striatifera magna* Jan., *St. striata* Fish., пелециподы – *Parallelodon elongatus* Jan., *Millerella* sp., обширный комплекс фораминифер – *Globoendothyra globula* (Eichw.), *Eostaffella* ex gr. *prisca* Raus, *E. prisca ovoidea* Raus., *E. parastruvei* Raus, *E. pseudostruvei angusta* Kir.

Понеретская свита (C_{1pn}) выделяется в Пестово-Белозерской СФцЗ. Нижняя подсвета соответствует тарусскому горизонту, достигая максимальной мощности 12,7 м в скв. 642. Нижняя подсвета понеретской свиты выделяется на северо-западе как ровненская свита.

Нижняя часть разреза сложена терригенными образованиями, представленными глинами с прослоями алевролитов, песков, песчаников, мергелей. В верхней части встречаются доломиты с прослоями известняков и извест-

ковых глин. Участками доломиты выщелочены и превращены в доломитовый песок. Обнаружены остатки брахиопод: *Phrycodothyris limata* Mart., *Schelinella rotundata* Tomas.

Верхняя подсвита соответствует стешевскому горизонту. Ее мощность колеблется от 4,8 м в скв. 646 до 7,1 м в скв. 658. Внизу – пестроокрашенные глины песчаные, слоистые, известковистые, с прослоями песков, преимущественно кварцевых. Отмечены аномальные содержания кобальта, бария, ванадия, повышенные содержания марганца, никеля, титана, скандия. Вверху – доломиты, в меньшей степени глины и пески, реже – прослой известняков. Доломиты часто разрушены до состояния муки.

Понеретская свита нерасчлененная на площади листов Р-37-XXI, XXVII имеет мощности от 11 м в скв. 2 до 26 м в скв. 1к. В нижней части – глины, алевроиты и пески бурового, желтого и голубовато-серого цветов. Карбонатные породы в небольших объемах отмечены в основном в средней части свиты, где по пласту доломитов условно проводится граница между тарусским и стешевским горизонтами.

В средней части разреза резко меняется состав глинистых минералов – от преобладающего монтмориллонита ведущая роль переходит к гидрослюде с примесью каолинита и хлорита. Верхняя часть разреза сложена глинистыми и алевроито-глинистыми разностями. Терригенно-карбонатные и карбонатные отложения большей частью приурочены к кровле свиты в виде прослоев мощностью 0,3–0,4 м. В целом для свиты отмечается повышение карбонатности терригенных пород вверх по разрезу. Определены фораминиферы – *Endothyranopsis sphaericus* Raus., *Marginifera lobata* Sow., остракоды – *Hoilinella sokolovi* Posn. и др.

Угловская свита (С₁ug) выделена в Пестово-Белозерской СФцЗ, где она согласно перекрывает подстилающие отложения. Мощность свиты возрастает в южном направлении от 1,4 м в скв. 2 на севере до 33 м в скв. 654 на юге. Невыдержанная мощность разреза связана, видимо, с предверейским размывом.

Свита имеет двучленное строение. Нижняя часть ее разреза начинается песчано-глинистой пачкой, залегающей с четкой границей на карбонатных породах понеретской свиты. Мощность пачки меняется от 0,5 до 13,0 м. Представлена сильноизвестковистыми пестрыми глинами с прослоями мергелей, песков, песчаников, алевролитов. Верхняя часть разреза карбонатная, сложена однородной пачкой доломитов с редкими прослоями мергелей и глин.

В центральной и восточных частях указанная закономерность строения свиты или отсутствует, или не четко выражена. Наблюдается обогащение разреза карбонатными породами. Состав глин монтмориллонит-гидрослюдистый. Отмечены брахиоподы: *Striatifera magna* Jap., *Millerella* sp. и др., фораминиферы: *Globoendothyra globulus* Eichw., *Eostaffella ikensis* Viss. и др.

Ухабская и треугольная толщи нерасчлененные (С₁u-tr) выделяются в Онежско-Северодвинской СФцЗ как отложения веневского, тарусского и стешевского горизонтов и пользуются широким площадным распространением. Наиболее полные их разрезы наблюдаются в депрессиях, а уменьшение мощностей до полного выклинивания – на выступах фундамента. Залегают отложения главным образом на глинах марковской толщи,

а на склонах выступов – на породах девона или кристаллического фундамента, перекрывается карбонатами протвинского горизонта и только в краевых частях Иксинской депрессии – четвертичными образованиями. Породы сложены в основном пестроцветными известковистыми и алевроитовыми глинами, часто слюдястыми, огипсованными. Окраска – зеленовато-желтая, коричневая, вишнево-красная с зеленовато- и голубовато-серыми пропластками. Состав глин монмориллонит-гидроslюдистый, редко отмечаются хлорит и каолинит. Ближе к выступам фундамента и только иногда в средней части толщи наблюдаются мощные (до 5–10 м) горизонты кварц-полевошпатовых мелкозернистых песков и слабосцементированных песчаников. В южной части СФцЗ появляются линзы и тонкие прослой светло-серых и голубовато-серых кавернозных известняков и песчаников с доломитовым цементом. Органические остатки практически отсутствуют, в скв. 81 встречен прослой тонкозернистых песчаных доломитов с неопределимыми отпечатками ядер пелиципод и фораминифер. Мощность ухабской и треугольной толщ (нерасчлененных), варьируя в широких пределах, достигает 30 м. Аналогом ухабской и треугольной толщ нерасчлененных является сомбинская свита, в составе которой преобладают конгломераты, гравелиты, песчаники. В меньшей степени развиты алевролиты и глины континентального или прибрежно-морского генезиса.

Сомбинская свита (C₃sm) соответствует венековскому, тарусскому и стешевскому горизонтам нерасчлененным. Отложения этой свиты вскрыты в пределах листа Р-37-Х скважинами 22, 30, 32, 44, 47, 50. Выходы их на дневную поверхность описаны в береговых обнажениях 33, 35, 36, 37, 40, 43, 46, 52, 57, 59, 60 по р. Онега и ее левому притоку – р. Сомба и правых ее притоков – рек Ниж. и Верх. Телза. Залегает свита на отложениях венда, а в прибортовой части кряжа Ветреный пояс – на вулканитах свиты Ветреного пояса. По литологии и генезису образования сомбинской свиты являются уникальными для платформенных разрезов палеозоя Русской плиты и нигде более на территории исследований не встречаются. В изученных обнажениях они представляют собой валунно-галечные конгломераты с размерами обломков до 0,4 м.

В целом литологический состав отложений сомбинской свиты достаточно пёстрый: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глины. Грубообломочные разности преобладают в выходах, приуроченных к врезам долин, расположенных вблизи или на некотором удалении от склонов кряжа Ветреный пояс. На удалении от последнего и на палеоводоразделах наблюдаются в основном тонкообломочные разности. В составе грубообломочных разновидностей пород явно доминируют базальты свиты Ветреного пояса. Практически повсеместно здесь наблюдаются кремнистые линзы, пропластки, желваки и железистые стяжения. При этом, более грубообломочные разности, как правило, интенсивно карбонатизированы.

Конгломераты грязно-бурые, темно-коричневые, буровато-серые, светло-серые, зеленовато-серые плохосортированные, в основном мелко-среднегалечные, различной сгруженности грубообломочные породы. Цемент – глинисто-карбонатный. Слои конгломератов, тяготеющих к низам разреза, содержат прослой кремнистых желваков мощностью до 10 см. Выделяются тонкие

(до 0,5 см) жилки грязно-желтого карбоната. В составе галечного материала наблюдаются главным образом (до полного доминирования) базальты свиты Ветреного пояса, реже, на удалении от Ветреного пояса, отмечаются гальки гематита, кварца, кремней, ярко-оранжевых слюдистых песчаников, розовых известняков, а также коричневых и серых глин. Характерным признаком отложений является обилие разноразмерных бобовин оксидов железа. Особенно следует отметить слабую окатанность галек, при хорошей сохранности слабоустойчивых к переносу вулканитов и сланцев. Цемент конгломератов песчано-глинистый, известковый, доломитовый, кремнистый, чаще смешанный, отмечается почти постоянное присутствие гипса.

Гравелиты окрашены так же как конгломераты. В качестве обломочного материала здесь преобладают известняки и мергели, в значительном количестве присутствуют базальты и железистые стяжения. Песчаники в основном красно-коричневые, иногда с пятнами и прослоями зеленовато-серых. По составу это разнотельные полимиктовые разности, в базальных частях разреза – существенно кварцевые. По текстурным особенностям отмечаются параллельно и косослоистые разности. Глины преимущественно бурые, темно-бурые, зеленовато- и голубовато-серые, практически всегда в различной степени алевролитистые или песчаные. По текстурным особенностям это в основном брекчиевидные и комковатые разности, реже – полосчатые. Глинистая составляющая пород представлена монтмориллонитом и палыгорскитом. Алевролиты в основном красно-коричневые, иногда зеленовато-серые, пятнистые, неотчетливо волнисто-слоистые. Мощность свиты варьирует от первых и 5–10 м на участках выклинивания и достигает 40 м в палеоврезах (депрессиях).

Обоснование раннекаменноугольного возраста отложений свиты проводится на основании следующих находок и определений: ракообразные – *Palaeosyncaris* Broks, опред. А. Г. Шаров, ГИН (С₁) [167ф]; рыбы: *Palaeoniscii*, *Crossopterygii*, *Elasmobranchii*, опред. Э. Курик, ИГ АН ЭССР (С); – остракоды: *Cavellina aff recta* (Jones, Kirkby et Brady), *Healdinella cf. subcuneola* Posner, опред. О. А. Яновская (С₁); миоспоры (определение М. Б. Андреева) (С₁): *Zonotriletes dentatus* Waltz, *Z. cinctus* Waltz, *Z. stigmatatus* Waltz, *Z. pusillus* Waltz, *Z. mirabilis rumenata* Lub. Указанные определения позволяют отнести сомбинскую свиту к венёвскому (верхняя часть) и стешёвскому (нижняя часть) горизонтам.

В северной части Онежско-Северодвинской СФцЗ выделяется телзинская свита, в составе которой присутствуют обломочные и карбонатные породы.

Телзинская свита (С₁tl) протягивается неширокой полосой через бассейны среднего течения рек Мудьюга и Кодина до р. Чешьюга (лист Р-37-IV) и выходит на поверхность на берегах рек Мудьюга, Шогла, Чунова, Чешьюга. Она распространена в Онежско-Северодвинской и Беломорско-Важской СФцЗ. В скв. 2К свита залегает на глубине 101,5–152,5 м. Породы телзинской свиты с конгломератами в основании в западной части территории (лист Р-37-IV) залегают на размытой поверхности осадков котлинского горизонта, а восточнее (лист Р-37-V) – на девонских отложениях и повсеместно перекрываются терригенными породами урзугской свиты московского яруса, в основании разреза которой четко фиксируются конгломераты.

Мощность отложений выдержана по всей территории и составляет в среднем 25–35 м, увеличиваясь на юг до 41 м.

Литологический состав отложений довольно пестрый. Преобладают алевролиты, в меньшей степени развиты песчаники, глины аргиллитоподобные, конгломераты, изредка встречаются карбонатные породы. Прослои образуют сложные линзовидные переслаивания. Псефитовые разности характерны для западных районов. Мощность прослоев – от первых сантиметров до 5–8 м. Наибольшим развитием пользуются красновато-коричневые разности. Карбонатные породы, доломиты, в меньшей степени – известняки мощностью от 0,1 до 1 м, развиты по всему разрезу. Цвет пород коричневато-серый. Характерна плитчатая отдельность. Среди карбонатов наблюдаются маломощные линзы (до 10 см) серых, темно-серых до черных, белых кремней, халцедона.

Конгломераты состоят на 60–75 % из обломочного материала, в котором преобладают доломиты, известняки, песчаники, аргиллиты. Цемент поровый, пленочный, глинисто-доломитовый.

Палеонтологическая характеристика: рыбы, лист P-37-IV, скв. 16-П, инт. 122,2–140 м, *Palaeonisci*, *Crossopterygii*, *Elasmobranchii* (определения Э. Ю. Курик, ИГ АН ЭССР). В скважинах 2-К, 7-К и 11-К (P-37-V) Е. А. Андреевой были определены споры: *Densosporites dentatus* (Waltz) Pot. et Kr., *Simozonotriletes strigatus* (Waltz) Isch., *Lycospora pusilla* (Ibr.) Som., *Periplecotriletes amplectus* Naum., *Reticulatisporites scutellatus* (Lub.) Oshurk. и др., подтверждающие раннекаменноугольный возраст толщи.

Преобладание среди глинистых минералов гидрослюд, практическое отсутствие каолинита, наличие в единичных пробах палыгорскита, а также широкое развитие гипса в составе цемента и доломита свидетельствуют о значительной аридизации климата времени их формирования, что в более южных районах характерно для отложений серпуховского яруса.

Вахновская толща (С₁vh) в Онежско-Северодвинской СФцЗ соответствует протвинскому горизонту [52]. Толща сложена известняками, доломитами, известковистыми глинами, мергелями с большим количеством желваков черного кремня. Известняки серые и светло-серые, зеленоватые, белые фарфоровидные плотные, часто органогенные с плохо сохранившимися остатками брахиопод, кораллов, фораминифер и других организмов. Мергели белые, зеленоватые, голубоватые, розоватые, сильноглинистые. Породы часто разбиты сетью тонких трещин, выполненных зеленовато-голубой или розовато-красной глиной, придающих им мраморовидный облик. В низах горизонта встречаются буровато-красные алевролиты и комковатые глины с тонкими прослойками голубовато-серого алевролита и стяжениями желтого доломита. Вся толща сильно кавернозная, трещиноватая, несет следы интенсивной закарстованности и выщелачивания. В доломите, залегающем в основании карбонатной толщи, определены брахиоподы – *Striatifera stiata* Fisch. и *Gigantoproductus* cf. *latissimus* Sar., *Schelwieinella* cf. *protvensis* Sok.; фораминиферы – *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella mutabilis* Raus.

Мощность толщи в депрессиях достигает 20 м, к западу и северу уменьшается до полного выклинивания в пределах выступов фундамента.

В Онежско-Северодвинской СФцЗ последующий перерыв охватывает запалтубинское время, башкирский век и верейское время.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Московский ярус

Московский ярус разделяется на верейский, каширский, подольский и мячковский горизонты. Отложения верейского горизонта (до 10 м) трансгрессивно залегают на карбонатных породах серпуховского яруса. Они выполняют неровности доверейской поверхности и не имеют повсеместного распространения. На картируемую поверхность не выходят. Представлены известковистыми пестроокрашенными глинами с прослоями и включениями доломитовых мергелей, доломитов и известняков. В Пестово-Белозерской и Онежско-Северодвинской СФцЗ глины, как правило, палыгорскитовые или монтмориллонит-палыгорскитовые, на остальной части территории – гидрослюдистые с примесью каолинита.

Кайручейская свита (C_2krc), выделенная в Андомо-Вытегорской СФцЗ, разделяется на две подсвиты, относящиеся к верейскому и каширскому горизонтам. Отложения верейского горизонта развиты не повсеместно и знаменуют начало среднекаменноугольной трансгрессии.

Нижняя подсвита кайручейской свиты залегают со стратиграфическим несогласием на размытой поверхности карбонатных пород девятинской свиты. Стратиграфический перерыв охватывает часть верхнего подъяруса серпуховского яруса и весь башкирский ярус. Подсвита не имеет повсеместного распространения. Стратотип кайручейской свиты был описан В. П. Бархатовой [16] в обнажении на Калиручье, правом притоке р. Андома (обн. 16), а также в разрезах по рекам Тагажма и Вытегра. В скважинах нижняя подсвита вскрывается на глубинах от 15,3 до 116,0 м.

В разрезах преобладают глины, окрашенные в красный, лиловый, оранжевый, зеленовато-серый цвета, тонкодисперсные и алевроитовые, в различной степени известковистые, часто содержащие прослойки и обломки доломитов, известняков и мергелей. По составу глины монтмориллонит-гидрослюдистые с примесью каолинита и палыгорскита, иногда палыгорскит породообразующий (до 90%). Палыгорскитовые глины отличаются блеклой голубовато-зеленой окраской, тонкой дисперсностью, восковидным или мергелеподобным обликом. Общая мощность отложений изменяется от 0,3 (скв. 2) до 6,4 (скв. 73). Фаунистические остатки не обнаружены.

Верхняя подсвита кайручейской свиты отнесена к каширскому горизонту. На дочетвертичную поверхность выходит в виде извилистой полосы шириной от 1 до 20 км. Выходы известняков верхней подсвиты известны на притоке р. Андома, руч. Калиручей (обн. 16) и на р. Вытегра (обн. 38). Глубина залегания подошвы от 3,8 м до 115,3 м. Подсвита состоит из обломочных известняков коричневатого-серого или зеленоватого цвета, иногда – слабоглинистых или доломитизированных и окремненных. Характерно чередование в разрезе и замещение по латерали разновидностей известняков: псевдооолитовых и брекчиевидных. Мощность верхней подсвиты кайручейской свиты изменяется от 6,6 до 25,4 м.

В известняках выявлен характерный для каширского горизонта комплекс фауны: фораминиферы *Schubertella obscura* Lee et Chen., *S. acuta callosa* Raus., *S. lata* Lee et Chen., *Neostaffella* aff. *gorskyi* (Dutk.), *N. subquardata*

(Grozd. et Leb.), *Ozawainella spinulosa* Grozd. et Leb., *P. ovata* Raus., *Fusulina ozawai* Raus. et Bel., брахиоподы *Choristites radiculosus* A. Ivan, et E. Ivan.

В Пестово-Белозерской СФцЗ отложения, условно названные верейской серией (C_2vr), развиты фрагментарно и с несогласием перекрывают угловскую свиту. Базальные глины содержат обломки карбонатов угловской свиты. Подчиненное значение имеют карбонатные породы, представленные доломитами и известняками. По составу глины монтмориллонит-гидрослюдистые с примесью каолинита и палыгорскита или палыгорскитовые (скважины 642, 646, 652). Отложения верейской серии в Пестово-Белозерской СФцЗ фаунистически не охарактеризованы. Мощность отложений колеблется от 2,5 до 8,8 м и уменьшается в южном направлении до 2 м.

Каширская серия (C_2ks) выделяется в Пестово-Белозерской СФцЗ. Ее отложения определены в разрезах скважин 1Г, 59 и 14. В скв. 1Г (инт. – 430,0–442,0 м) в подошве отмечены белые мелкокристаллические известняки, сахаровидные, переходящие в чередование крупно- и мелкодетритовых известняков. В 2 м выше подошвы выделяется комплекс фораминифер с *Parastaffella* ex gr. *bradyi* (Mo11.). Севернее, в скв. 59 (инт. 368,0–380,0 м), в основании свиты залегают глины кирпично-красные охристые, известковистые, с прослоями зеленовато-серых мергелевидных, псевдобрекчиевидных известняков с примазками и гнездами палыгорскита, переходящих выше в мергели глинистые, палыгорскитовые. Верхи разреза (инт. 368,0–374,5 м) представлены обломочными известняками пестрой окраски с включениями обломков глин и мергелей размерам 1–3 см. Для разреза характерно возрастание глинистости пород, присутствие пестроокрашенных обломочных известняков. Мощность – до 40 м.

Ильинская толща и воереченская свита объединенные (C_2il+vr), отвечающие каширскому горизонту, выделяются в Онежско-Северодвинской СФцЗ. Карбонатные отложения листа Р-37-Х [52] были отнесены к *ильинской толще*, сложенной доломитами, доломитизированными известняками и известняками окремненными с прослоями конгломератов. Отложения датированы каширским временем по фораминиферам, брахиоподам и конодонтам. Фораминиферы *Pseudostaffella umbilicata* (Put et Leont.), *Ps. larionovae polasnesis* Raus et Saf., *Ps. aff subquadrata* Grozd. et Leb., *Tetrataxis minima* Lee et Chen., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Ps. gorskyi* (Dutk); брахиоподами *Choristites radiculosus* Ivan., *Meekella venusta* Trd. В скв. 13 установлен наиболее древний комплекс конодонтов, состоящий из одного вида *Neognathodus bothrops* Merrill, обнаружен вблизи подошвы карбонатной толщи (гл. 67,5 м). Следующий комплекс, возраст которого удалось определить, установлен на гл. 59,3 м. Здесь встречены *Swadelina* cf. *dissecta* (Kosenko), *Neognathodus* sp. juv. и *Hindeodus* sp. В инт. 48,0–57,3 м мощностью более 9 м постоянно встречаются немногочисленные *Idiognathodus obliquus* Kosenko et Kozitskaya и *Idiognathodus podolskensis* Goreva, характерные для каширского горизонта. (Заключение А. С. Алексеева, МГУ). Мощность толщи – до 20 м.

Воереченская свита прослеживается по территории Онежско-Северодвинской и Беломорско-Важской структурно-фациальных зон и имеет преимущественно карбонатный состав. Она протягивается под четвертичным покровом

узкой (до 1–2 км) извилистой полосой от бассейна р. Сензера на севере территории до верховьев р. Чешь-юга на юге. Небольшие выходы этих пород известны на реках Чунова и Мудьюга. В разрезе доминируют карбонатные породы, представленные доломитами, доломитизированными известняками серого, зеленовато-серого, розовато-серого цветов. Породы пористые кавернозные, часто брекчированные, глинистые; с глубиной участками наблюдается огипсованность и окремнение. Характерна плитчатая отдельность. Терригенные разности, алевролиты, иногда песчаники и глины мощностью от 0,2 до 1–3 м, редко до 5–6 м, развиты главным образом в нижней части разреза. Карбонатные породы имеют пелитоморфную мелкозернистую обломочную структуру, пористую, пятнистую и массивную текстуру. Каширский возраст отложений подтверждается определениями из образцов керна ряда скважин. Фораминиферы *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* Ehrenb., *P. umbilicata* (Put. et Leont.), *Hemifusulina volgensis syzranica* Raus., *Fusulina* aff. *elegans* Raus. et Bel., *F.* ex gr. *cylindrica* (Fischer) (опред. Т. В. Пресновой), брахиоподы *Orthotetes* cf. *radiata* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus* cf. *wodleri* Ivan., *Choristites sowerbyi* Fisch., *C. priscus* Eichw., *C. radioculosus* Ivan. (опред. Е. Н. Нельзиной). Полная мощность отложений – 73 м.

В Беломорско-Важской СФцЗ воереченская свита входит в состав урзугской и воереченской свит объединенных (C_{2ur+vr}). В целом это подразделение соответствует каширскому горизонту. Мощность воереченской свиты – 16 м. Свиты связаны между собой постепенным переходом. Нижняя, урзугская свита, сложена терригенными осадками, верхняя, воереченская – терригенно-карбонатными породами.

Урзугская свита выходит полосой под четвертичными осадками от среднего течения р. Мудьюга через бассейны рек Сухая Вычера, Сензера, верховья р. Кодина до р. Чешьюга (Р-37-IV). Отложения вскрыты скважинами по всей территории и обнажаются по рекам Чешьюга, Чунова, Мудьюга. В скв. Обозерская отложения урзугской свиты вскрыты в инт. 98,8–122,5 м. Свита залегает часто с конгломератами и гравелитами в основании на неровной и размытой поверхности нижележащих телзинских осадков. С выше лежащими породами воереченской свиты урзугские отложения связаны постепенными переходами.

На западе отложения представлены песчаниками, которые на востоке замещаются алевролитами. В верхней части разреза встречаются глины, аргиллиты, мергели, известняки и доломиты. Мощность глинистых прослоев варьирует от 0,2 до 3–4 м, карбонатных – не превышает 0,5 м. Грубообломочные породы – гравелиты, конгломераты приурочены главным образом к основанию свиты, где мощность их иногда достигает 8 м (скважины 1-П, Р-37-IV), а также изредка образуют маломощные (0,2–0,4 м) прослой и линзы по всему разрезу. Породы характеризуются слабой цементацией (особенно песчаники) и плохой сортировкой. Песчаники тонкозернистые алевроитовые, слюдястые горизонтально- и косослоистые, полевошпат-кварцевые. Алевролиты и мергели имеют алевроитовую структуру, слоистую и массивную текстуру. Глины и аргиллиты алевро-пелитовой и пелитовой структуры представлены гидрослюдами, хлоритом с монтмориллонитом и палыгорскитом, присутствуют углекислые карбонаты. Грубообломочные образования состоят из обломков карбонатных

пород, алевролитов, песчаников различной степени окатанности, цементированных глинистой массой. Каширский возраст урзугской свиты обосновывается постепенным, без видимого перерыва, переходом ее осадков в выше лежащие терригенно-карбонатные фаунистически охарактеризованные породы. На прилегающей с юга территории (лист Р-37-Х) в карбонатных прослоях верхней части кайручейской свиты был датирован разнообразный комплекс фауны, подтверждающий каширский возраст пород.

Мощность пород – от 10 до 42 м и увеличивается с юго-запада на северо-восток. Урзугская свита согласно перекрывается воереченской свитой позднекаширского возраста.

Карельская и сондальская свиты объединенные (C_2kl+sn) в Андомо-Вытегорской СФцЗ относятся к подольскому горизонту. Отложения слагают с поверхности Карбоновое плато в юго-западной части территории листа. Естественные выходы известняков свит известны в опорном обнажении на правом притоке р. Андома – Калиручей. На всей площади распространения отложения вскрыты многочисленными скважинами. Они залегают на глубинах от 4,2 м (скв. 125) до 44,2 (скв. 73). Нижняя граница проводится по подошве прослоя глин или сильно доломитизированных и иногда окремненных известняков и конгломератов. Мощность объединенных свит достигает 45 м.

Детально изучены отложения свит в пределах Белоручейского месторождения [56], где они подразделены по структурно-литологическим особенностям на три пачки. Мощность колеблется от 1,7 до 22,6 м. На остальной территории наблюдается переслаивание органогенно-обломочных, доломитизированных, тонкокристаллических известняков и доломитов, содержащих прослой глин и мергелей.

Изучение известняков преимущественно светлой окраски в шлифах показало, что доминируют органогенно-детритусовые разности, обычно в той или иной степени доломитизированные. Доломиты в основном серые и темно-серые тонко- и микрзернистые, крепкие, мелкопористые и кавернозные, глинистые, иногда ожелезненные или окремненные и загипсованные. Мергели сильно известковистые, лиловато-серые тонкоплитчатые. Глины также известковистые зеленовато-серые и пестроцветные тонкослоистые. Суммарная мощность карельской и сондальской свит изменяется от 3,1 м (скв. 25) до 29,1 м (скв. 29).

В описанных отложениях выявлен многообразный и характерный для подольского горизонта комплекс фауны: *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Fusiella praecursor* Raus., *Neostaffella* aff. *gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella spinulosa* Grozd. et Leb., *Profusulinella parva* (Lee et. Chen), *Fusulina ozawai* Raus. et Bel., *Fusulinella* ex gr. *vozhgalensis* Saf., *Choristites mosguensis* Fisch. В Пестово-Белозерской СФцЗ, расположенной восточнее, также выделяются объединенные карельская и сондальская свиты, вскрытые здесь целым рядом скважин (1Г, 8ПК, 9ПК, 59, 14, 60). Они связаны постепенным переходом с подстилающими образованиями. Отложения довольно резко погружаются на восток. Количество глинистой составляющей уменьшается.

На юге, в скв. 1Г, карельская свита слагает инт. 388,0–430,0 м и состоит из двух пачек: нижней (инт. 405,0–430,0 м), представленной чередованием свет-

ло-серых органогенно-детритовых известняков и доломитов, и верхней (инт. 388,0–405,0 м), представленной переслаиванием белых, желтовато-белых мелкодетритовых известняков с серыми, розовато-пятнистыми плотными доломитами и тонкими прослойками голубовато-серых известковистых глин. В породах определен характерный комплекс фораминифер подольского возраста с *Hemifusulina* cf. *communis* Raus., *Pseudofusulina* aff. *ivanovi* Raus., *Fusulinella iovens*is Tomp. и др. Верхняя граница с зиновской свитой проводится по исчезновению вида *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moll. из кровли подольского горизонта.

Севернее, в скв. 59 (инт. 341,0–368,0 м), в нижней части разреза залегают известняки серые, кремовато-зеленоватые, биоморфно-детритовые с фауной *Choristites globulus* Ivan. и др. В средней части (инт. 346,5–359,0 м) известняки бурые пористые, с отпечатками кораллов, мшанок, гастропод, брахиопод, водорослей и прослойками (до 0,1 м) глин темно-зеленой окраски. Верхняя часть разреза (инт. 341,0–346,5 м) сложена известняками серыми органогенно-детритовыми, водорослевыми с массой отпечатков и ядер брахиопод, гастропод, кораллов, криноидей. Отмечается сокращение мощности разреза и увеличение глинистости.

Карасевская толща (C₂ks) выделена в Онежско-Северодвинской СФцЗ как отложения подольского горизонта. Толща протягивается извилистой полосой от 2 до 20 км, от р. Кузера до верховьев р. Чешьюга. На дневную поверхность они выходят на севере в долине Лайских озер, а также по р. Кяма, по склонам долин рек Онега, Икса и Моша, и Верх. и Ниж. Телзы. Карбонатные отложения подольского горизонта вскрываются скважиной Обозерская в инт. от 48,9 до 89,7 м. Карасёвская толща представлена карбонатными породами. Она согласно залегает на осадках каширского горизонта, а на выступах нижнекаменноугольных пород и пород фундамента перекрывается карбонатами мячковского горизонта и в обнажениях – четвертичными осадками. Толща представлена перемежающимися прослоями известняков, доломитизированных известняков и доломитов, белой, сероватой или желтоватой окраски. Характерен часто наблюдающийся розоватый оттенок. Известняки афанитовые мелкокристаллические, толсто- и тонкоплитчатые, ракушечниковые, органогенно-обломочные, водорослевые. Доломиты от плотных, массивных до слабых, мучнистых мелко- и крупнокавернозные с пустотами, выполненными щетками кварца. Фауна представлена ядрами и отпечатками плохой сохранности. Вся толща подольского возраста характеризуется быстрой фациальной изменчивостью и отсутствием выдержанных маркирующих горизонтов. В подошве горизонта часто встречаются брекчиевидные доломиты, а там, где он лежит на эффузивах кристаллического фундамента, – конгломераты с галькой метапикритов в карбонатном цементе. По всему разрезу горизонта, особенно в нижней части, наблюдается более или менее значительное общее окремнение и желваки черного и серого кремня.

В карасёвской толще установлен разнообразный комплекс фауны, указывающий на подольский возраст вмещающих их пород. Брахиоподы *Neochonetes carboniferous* (Keys.), *Buxtonia* sp., *Enteletes lamarckii* Fisch., «*Marginifera timanica*» (Tschern.), *Brachythyrina strangewaysi* (Vern.), *Linoproductus* sp., *Choristites* sp., *Choristites* ex gr. *priscus* (Eichw.), *Choristites radiculosus* A. Ivan.

et E. Ivan., *Choristites sowerbyi* Fisch, *Reticulatia inflatiformis* (Ivan.). Двустворчатые моллюски *Conocardium snjatkovi* Fed., *Schizodus wheeleri* (Swall.), *Edmondia* sp., *Astartella vera* Hall, ругозы, мшанки, криноидеи. Фораминиферы *Neostaffella larionovae* (Raus et Saf.), *Neostaffella umbilicata* (Put et Leont.), *Hemifusulina communis acuta* Raus., *Beedeina pseudoelegans* (Chern.), *Tetrataxis aff. corona* Cushm. et Wat., *Bradyina* sp., *Tuberitina maljavkini* Mikh.

В скв. 10 отложения содержат комплекс конодонтов: *Adetognathus* sp. juv., *Idiognathodus* sp. Juv, *Idiognathodus delicatus* Gunnell, *Idiognathodus obliquus* Kosenko et Kozitskaya, *Idiognathodus podolskensis* Goreva, *Hindeodus minutus* (Ellison), *Diplognathodus orphanus* (Merrill) (опред. А. С. Алексеева, МГУ).

Установленная мощность подольского горизонта в пределах листа P-37-XVI достигает 40 м, а для листа P-37-X – 38,0 м, 40,8 м (скв. Обозерская).

Олмугская и окуневская свиты объединенные (C₂ol+ok), представленные однообразной толщей известняков и доломитов, выделяются в Беломорско-Важской зоне. Раздельно комплексы подольской и мячковской фауны установлены только в единичных разрезах, поэтому провести обособление горизонтов не представляется возможным.

Отложения олмугской и окуневской свит распространены на площади повсеместно, выходы на поверхность отмечаются только на крайнем северо-западе и западе территории листа P-37-VI. Морские осадки заполняли впадины различной глубины в палеорельефе, но в целом возрастание мощностей происходит на юго-восток. Олмугско-окуневские карбонаты трансгрессивно залегают на отложениях телзинской, урзугской и воереченской свит. Контакт проводится по появлению в разрезе пропластков зеленовато-серых глин мощностью 2–5 см, резкому преобладанию карбонатной составляющей над терригенной. Особенностью свит является присутствие темно-серых до черного стяжений кремней размером до 40 см. Разрез сложен известняками и доломитами, участками – органогенно-обломочными, образующими отдельные слои и пачки переслаивания. Окраска пород желтовато-, светло-серая до белой, редко, светло-коричневая. Известняки в различной степени доломитизированные, слабогипсованные, органогенной или мозаичной структуры, массивные. В составе детрита преобладают обломки и целые раковины фораминифер, брахиопод, членики криноидей, реже встречаются пелециподы, гастроподы, кораллы. Определены подольско-мячковские фузулиниды: *Pseudostaffella sphaeroidea* Her., *Fusulinella bocki* Moell., *F. cf. cumpani* Put., *Fusulina typica* Lee et Chen, *Ozawainella mosquensis* Raus. Мощность – от 39,1 до 122 м.

Зиновская свита (C₂zn), соответствующая мячковскому горизонту, выделяется в Пестово-Белозерской и Андомо-Вытегорской СФцЗ. С подстилающими отложениями свита имеет постепенный переход, и литологическая граница четко не улавливается. Средняя мощность свиты составляет 20–22 м, в отдельных скважинах она достигает 32 м.

Литологический состав пород довольно однообразен и представлен в основном органогенными известняками с редкими прослоями доломитизированных разностей и мергелей. Среди известняков встречаются редкие и тонкие (до 0,2 м) прослои розовато-коричневых и голубовато-зеленых глин. В верхней части разреза наблюдается окремнение пород. Известняки свиты

отличает самое высокое для московского яруса содержание карбоната кальция (СаО до 55 %).

В скв. 1Г зиновской свите отвечает инт. 373,0–388,0 м. В его основании обнаружен комплекс фораминифер *Fusulina quasifusulinoides* Raus., *Fusulinella rara* Schlyk. и др. В скв. 59 свита выделяется в инт. 309,3–341,0 м. Отдельные прослои известняков здесь образуют ракушняковые банки. В восточной части района (скв. 14) преобладают доломитизированные и огипсованные известняки с угнетенной фауной (инт. 195,0–228,0 м), а в западных разрезах (скважины 8ГПС, 9ПК, 60) мощность свиты сокращается до 25,7 м (скв. 60), породы слабо доломитизированы и огипсованы. Определены брахиоподы: *Marginifera carniolica* Iv., *Meekella uralica* Tschern., *Brachythyrina rectangular* Kut и др. (Р. Е. Нельзина, СЗПГО).

Состав глинистых прослоев гидрослюдистый с примесью кальцита. Среди карбонатных пород выделяются известняки органогенные и известняки доломитовые с органогенно-обломочной детритовой структурой и микропористой текстурой.

Вексовская толща (С₂vk) в интервале мячковского горизонта выделяется в Онежско-Северодвинской СФцЗ. Карбонатные породы вексовской толщи занимают достаточно значительную часть листа Р-37-XVI и только восточную и северо-восточную части листа Р-37-X. Отложения вскрыты многочисленными скважинами, в естественных обнажениях они прослеживаются по склонам долины р. Онега. Породы согласно залегают на осадках подольского горизонта и перекрываются карбонатами верхнего карбона, в обнажениях – четвертичными осадками. Толща состоит из известняков массивных органогенно-обломочных, кристаллически-зернистых, участками доломитизированных, с маломощными пропластками и гнездами розовато-коричневых глин и мергелей. Известняки светло-серые и серые, лиловатые или желтоватые, часто кавернозные, с пустотами выщелачивания, выполненными светло-зеленой известковистой глиной. Органогенно-обломочные известняки сложены обломками раковин фораминифер, брахиопод, кораллов, мшанок, члениками криноидей и иглами морских ежей. Доломиты образуют небольшие прослои и занимают подчиненное положение в разрезе толщи. В скв. С10 они встречены в интервале глубин 16,8–35,2 м, где описаны известняки беловатые пелитоморфные, прослоями песчаниковидные, детритовые с многочисленным мелким детритом криноидей и редко – морских ежей, слабокавернозные, на отдельных участках рыхлые. Возраст определяют типичные мячковские фузулиниды: *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudobocki* Lee et Chen., *F. pulchra* Raus. et Be1., *F. eopulchra* Raus., *F. mosquensis* Raus. et Saf., *F. heleanae* Raus. Встречается разнообразная фауна брахиопод: *Choristites sowerbyi* Fisch., *Ch. laticostataeformis* Mil., *Ch. ex gr. globulus* Ivan., *Marginifera timanensis* Lich., *Dictyoclostus inflatiformis* Ivan.

По данным А. С. Алексеева, в разрезе скв. С10 установлены *Idiognathodus delicatus* Gunnell, *Idiognathodus obliquus* Kosenko et Kozitskaya, *Idiognathodus podolskensis* Goreva, *Neognathodus inaequalis* Kozitskaya et Kosenko, *Hindeodus minutus* (Ellison), *Diplognathodus coloradoensis* (Murray et Chronic). Мощность – до 31 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Расчленение отложений верхнего карбона представляет существенные трудности, связанные с отсутствием данных по скважинам, где эту часть разреза традиционно проходили без отбора керна. Однако в большинстве скважин удается различать более глинистую нижнюю часть разреза касимовского яруса, соответствующую кревьякинскому горизонту, и более карбонатную верхнюю часть. Хамовнический горизонт угадывается по пестрым мергелям.

В разрезе верхнекаменноугольных образований выделяются отложения касимовского яруса, в составе кревьякинского, хамовнического и дорогомилковского горизонтов и гжельского яруса. Отложения кревьякинского горизонта присутствуют во всех структурно-фациальных зонах карбона на листе Р-37.

В Андомо-Вытегорской СФцЗ выделена только глинисто-карбонатная чурьегская свита ($C_3\check{c}r$) кревьякинского горизонта касимовского яруса, мощность которой достигает здесь 17 м. В этой СФцЗ породами чурьегской свиты заканчивается разрез карбона.

В районе Ветреного пояса (центральная часть Онежско-Северодвинской СФцЗ) отложения верхнего карбона залегают на осадках мячковского горизонта со следами местных размывов. В естественных выходах отложения верхнего карбона в Онежско-Северодвинской СФцЗ наблюдаются на склонах каньона р. Онега и в нижнем течении р. Осиновка. Общая мощность верхнего отдела карбона в пределах данной СФцЗ составляет 80–85 м. В районе Ветреного пояса максимальная установленная мощность составила 14,8 м (скв. С10).

Как и отложения среднего карбона, породы верхнего карбона резко погружаются на восток и разрез наращивается в расположенной восточнее Пестово-Белозерской СФцЗ. Ранее здесь выделялась юринская свита [62, 66], нижняя часть которой сопоставляется с чурьегской свитой. В дальнейшем, при создании геологической карты дочетвертичных образований листа О-37 ГК-1000/3 [45], в Пестово-Белозерской СФцЗ был вскрыт скважинами 16 и 1 (Десятковская-1) и описан разрез, позволяющий провести расчленение юринской свиты. В результате этого были выделены чурьегская и акуловская свиты, протягивающиеся на лист Р-37.

Чурьегская свита ($C_3\check{c}r$), отвечающая по объему кревьякинскому горизонту, в Андомо-Вытегорской и Пестово-Белозерской СФцЗ с небольшим размывом залегают на мячковских отложениях и перекрыта отложениями акуловской свиты. Свита сложена карбонатными породами с подчиненными прослоями глин. Нижняя граница проводится в основании прослоя конгломератов.

Гальки в конгломератах представлены обломками известняков, иногда доломитов с большим количеством слабоокатанных гравийных зерен и серых до черных пелитоморфных известняков размером 2–3 см. Выше залегают известняки органогенные, органогенно-обломочные, иногда сахаровидные, оолитоподобные светло- и пестроокрашенные. Доломиты распространены по разрезу в меньшем количестве, чем известняки и присутствуют в виде про-

слоев (от 3 до 10 м), преимущественно в верхней части разреза. По всему разрезу наблюдаются редкие прослои глин мощностью не более 2 м. Для кривякинского горизонта характерны *Obsoletes obsoletes* Schellw., *Protriticites pseudomontiparus* Put., *Pr. globulus* Put., *Pr. pseudoumbonoplicatus* Cher., *Fusiel-la lancetiformis* Put., *Ozawainella angulata* Colani. Мощность чурьегской свиты в Пестово-Белозерской СФцЗ достигает 20 м, в Андомо-Вытегорской – 17 м.

Емецкая толща (С₃em) выделена в Онежско-Северодвинской СФцЗ и представлена пачкой карбонатных пород. По литологическому составу и комплексу фауны породы существенно отличаются от серии карбонатных осадков среднего отдела карбона. В естественных разрезах, в южной части Средне-Онежской площади она прослеживается по рекам Онега, Осиновка, Бол. Сондолы, Моша.

Толща состоит из известняков, доломитизированных известняков, мелкозернистых, фарфоровидных, афанитовых белой, серой или желтоватой окраски. Весьма часто встречаются прослои известняка, окрашенного в темно-розовый или зеленовато-серый цвета, иногда с расплывчатыми пятнами. Прослои глинистых тонкослоистых известняков выделяются обычно своим лилово-серым оттенком. Розовые толстоплитчатые известняки часто содержат богатую фауну брахиопод. Особенно значительны скопления *Dictyoclostus*, *Linoproductus*, *Marginifera*. Встречаются пропластки фораминиферовых и органогенно-обломочных известняков, состоящих из обломков раковин пелеципод и гастропод. В основании толщи залегают конгломератовидные известняки с галькой карбонатных пород и кремня. В скв. С10 [54] толща залегает на карасёвской толще и перекрывается акуловской свитой верхней части касимовского яруса. В основании толщи залегают конгломерато-брекчия бледно-зеленоватая с глинистым цементом. Состав фауны отличается от комплекса фауны мячковского горизонта массовым появлением протритицитов: *Protriticites* aff. *globulus* Put., *Pr. aff. umbonoreticulatus* Kir. и продуктид, особенно *Linoproductus corallineatus* Ivan., *L. neffedevi* Vern., *Buxtonia subpunctata* Nik., *Dictyoclostus donetzius* Lich., *D. moelleri* Stuck., *Marginifera borealis* Ivan. Мощность емцкой толщи – 27 м. В районе Ветреного пояса мощность уменьшается до 6,6 м.

Кепинская свита (С₃kp), соответствующая по стратиграфическому объему кривякинскому горизонту, выделяется в Беломорско-Важской СФцЗ. Отложения залегают под четвертичным покровом почти во всей северной части СФцЗ и обнажаются по берегам р. Сев. Двина. Повсеместно свита залегает на олмугской и окуневской свитах. Нижняя граница кепинской свиты проводится по появлению в разрезе слоев песчаных или мергелистых известняков мощностью до 0,5 м. Разрез представлен хомогенными и органогенными известняками, в различной степени доломитизированными, с прослоями доломитов мощностью от 0,2 до 6,3 м. Встречаются зоны палеокарста, выполненные известковой мукой с обломками известняков. В подошве свиты развиты доломитизированные известняки с примесью глинистого материала и кварца, присутствие которых выше по разрезу практически не отмечается. Известняки массивные криптокристаллические сложены тонкозернистым до пелитоморфного кальцитом, процессы доломитизации развиты

равномерно. Фораминиферы типичны для кревьякинского горизонта и включают и зональные формы: *Protriticites globulus* Put., *P. subschwagerinoides* Ros., *P. cf. ovatus* Put., *P. cf. pseudomontiparus* Put., *P. cf. sphaericus* Vol., *P. rotundatus* Guozd., *Fusulina pulchella* Guozd., *Obsoletes obsoletus* Schellw., *O. pauper* Vol., *O. burcemensis* Vol (опред. З. П. Михайловой). Р. Е. Нельзиной установлены брахиоподы: *Brachythyryna strangwaysi* Vern., *Marginifera borealis* Ivan. и др. Широко распространены пелециподы, гастроподы, кораллы, криноидеи. Мощность кепинской свиты составляет от 8,3 (скв. 530) до 94 м (скв. 535).

Акуловская свита (C_3ak), отвечающая объединенным хамовническому и дорогомилловскому горизонтам, выделена в Пестово-Белозерской и Онежско-Северодвинской СФцЗ. В первой из них на смежном листе О-37 ее мощность достигает 44 м [45], во второй – 28 м [54]. В составе свиты присутствуют пестроокрашенные известняки, доломитизированные известняки, глинистые доломиты, мергели и глины. Карбонатные породы обычно светло-серые, зеленовато-голубоватые и розовато-серые с пятнами и полосами красно-сиреневой и коричневой окраски, часто кавернозные пористые, прослоями органогенно-обломочные, мелкозернистые и афанитовые. Мергели и глины кирпично-красные, светло-коричневые присутствуют в виде прослоев мощностью 0,3–0,5 м. В кровле свиты отмечаются алевриты и алевритистые известняки. Характерны формы, наиболее часто встречающиеся в типовом разрезе хамовнического и дорогомилловского горизонтов: *Montiparus montiparus* Moell., *M. utnbonoplicatus* Raus. et Bel., *R. arcticus* Schellw. Брахиоподы представлены продуктидами и спириферидами. Из них определены *Marginifera borealis* Ivan., *Dictyoclostus denetzianus* Lich., *Brachythyryna rectangula* Kut., *Choristites trautscholdi* Stuck., *Ch. jigulensis* Stuck. В скв. С10 установлен комплекс конодонтов: *Diplognathodus* sp. juv., *Streptognathodus neverovenski* Goreva et Alekseev, *Idiognathodus* aff. *sagittalis* Kozitskaya, *Hindeodus minutus* (Ellison), который уверенно дает хамовнический возраст осадков (А. С. Алексеев, МГУ).

Надпорожская свита (C_3np), отвечающая объединенным добрятинскому и павлопосадскому горизонтам, выделена в Пестово-Белозерской и Онежско-Северодвинской СФцЗ. Свита залегает на пестроокрашенных карбонатно-глинистых осадках и отмечается при каротаже. Биостратиграфически граница не установлена ввиду отсутствия руководящих и характерных форм в приграничных слоях. Свита представлена доломитами и доломитизированными известняками от желтовато-серых до белых окрасок афанитовыми и пористыми, участками кавернозными, мучнистыми, с желваками кремней. Каверны и пустоты образованы за счет выщелачивания фауны и иногда выполнены гипсом. Прослой собственно органогенных известняков редки и маломощны. Они серовато-белые и зеленовато-розовые зернистые, с плохо сохранившейся фауной брахиопод, гастропод, фораминифер. Спорадически встречаются прослой зеленовато-серых и ярко-зеленых известковистых глин мощностью не более 0,1–0,2 м. В толще, особенно в восточной части территории, характерны линзы, гнезда и прослой гипсов белых и розовых кристаллически-зернистых мощностью до 3 м, а также огипсование доломитов.

Отличительной чертой западных разрезов является почти полное отсутствие огипсования. В северном направлении в разрезе свиты появляются более молодые осадки верхней части гжельского яруса.

В кровле разреза скв. 60 (инт. 132,0–134,2 м) отмечаются пестрые известняки кавернозные, органогенные, слабодоломитизированные, с фауной *Rausserites stuckenbergi* Raus., *Jigulites longus* Ros. и др. гжельского облика.

На листе Р-37-ХVI (Онежско-Северодвинская СФцЗ) свита представлена однообразной толщей известняков и доломитов с явным преобладанием последних. Встречаются редкие пропластки зеленовато-серых глин. По данным Э. А. Кальберга [224], фауна очень плохой сохранности, часто в виде ядер и отпечатков или пустот от растворившихся раковин фораминифер. Установлено присутствие складчатых жигулитов и первых псевдофузулин. Из них определены *Jigulites jigulensis* Raus., *J. volgensis* Raus., *Pseudofusulina* sp. Из брахиопод встречены в виде ядер и отпечатков *Dictyoclostus* sp., *Choristites* ex gr. *norini* Chao, *Brachythyrina rectangula* Kut. По фауне отложения могут быть отнесены к павловопосадскому – мелеховскому горизонтам. Можно допустить выпадение из разреза добрятинского горизонта. Мощность отложений в Пестово-Белозерской СФцЗ достигает 36 м, в Онежско-Северодвинской СФцЗ – 45 м.

Котугская и мегринская свиты нерасчлененные (С₃kt-mg), относящиеся к павлопосадскому и ногинскому горизонтам гжельского яруса, выделены в Беломорско-Важской СФцЗ. Они выходят под четвертичным чехлом узкой полосой, протягивающейся в меридиональном направлении вдоль границы территории листов Р-37-VI и Р-38-I. Отложения свит повсеместно залегают на карбонатах кепинской свиты, вскрыты пятью скважинами, из которых четыре пересекают их на полную мощность. Максимальная мощность достигает 41,6 м (скв. 555), минимальная – 16,7 м (скв. 545). Контакт с подстилающими породами проводится по появлению в разрезе глинистых известняков, переходящих в известковистые глины зеленовато-серого цвета. Мощность зоны контакта – до 1,1 м.

Породы свиты представлены желтовато-светло-серыми известняками доломитизированными с прослоями детритовых песчаных известняков мощностью от 5 см до 1,5 м и доломитов. По всему разрезу отмечаются включения светло-серого гипса и темно-серого кремня. Известняки массивные микрозернистой и пелитоморфной структуры с незначительным количеством детрита. Севернее кромки листа в скв. 246-1 в котугской и мегринской свитах нерасчлененных, перекрывающих крайне маломощную здесь (6 м) кепинскую свиту, встречены конодонты ногинского и мелеховского горизонтов: *Streptognathodus bellus* Chernykh et Ritter, *S. simplex* Gunnell, *S. wabaunensis* Gunnell (Алексеев и др., 2007). Комплекс конодонтов подтверждает размыв большей части касимовского яруса и нижней части гжельского яруса в объеме добрятинского и павловопосадского горизонтов.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения широко распространены на востоке и юго-востоке территории листа и представлены нижним (приуральским), средним (биармийским) и верхним (татарским) отделами. Пермские отложения вскрыты скважинами или выходят на дневную поверхность по долинам рек. Они без видимого перерыва залегают на верхнекаменноугольных образованиях и перекрываются со стратиграфическим несогласием нижнетриасовыми (лист Р-37-XXXVI) или четвертичными образованиями.

Породы перми представлены преимущественно карбонатными и сульфатно-карбонатными лагунно-морскими отложениями нижнего отдела; карбонатно-терригенными и карбонатными морскими и пестроцветными континентальными и озерно-лагунными фациями среднего и верхнего отделов. В связи с различной полнотой разреза, отличием литологической и палеонтологической характеристик стратиграфических подразделений в пределах территории листа для нижнепермских образований выделены три структурно-фациальные зоны: Кулойская, Кубенско-Сухонская и Северо-Двинская. Для средне-верхнепермских выделены две структурно-фациальные зоны: Кубенско-Белозерская и Сухоно-Северодвинская.

Расчленение пермских отложений проведено в соответствии с обновленной Общей стратиграфической шкалой [143], актуализированной Легендой Мезенской серии листов [209], подготовленному к изданию листа О-37 [42], с учетом современных опубликованных данных, литологических особенностей пород, фаунистической характеристики, а также результатов палеомагнитных данных. Пермские отложения описаны по отделам, ярусам, подъярусам и свитам, привязанным к подразделениям региональной стратиграфической шкалы (горизонтам).

НИЖНИЙ (ПРИУРАЛЬСКИЙ) ОТДЕЛ

Нижний отдел в пределах листа представлен ассельским, сакмарским и уфимским ярусами. Артинскому и кунгурскому ярусам соответствует перерыв в осадконакоплении.

Ассельский ярус

Ассельские отложения представлены холодноложским и шиханским горизонтами Региональной стратиграфической шкалы Русской платформы. Они распространены во всех структурно-фациальных зонах и согласно залегают на отложениях гжельского яруса верхнего карбона, граница с которым проводится по смене фауны фузулиноид в кровле зоны *Ultradaixina bosbytauensis*–*D. robusta*. На большей части площади распространения ассельские отложения перекрываются сульфатно-карбонатными и карбонатными породами сакмарского яруса, в юго-западной части листа – четвертичными образованиями. На земную поверхность они выходят по рекам Свидь, Шильда и Кема, вскрываются многочисленными скважинами.

Ассельский ярус повсеместно представлен доломитами огипсованными, реже известняками, часто окремненными, с прослоями и прожилками гипса и ангидрита. В Кулойской и Кубенско-Сухонской СФцЗ ассельскому ярусу соответствует вожегская свита ($P_{1\dot{V}}^{\dot{Z}}$) [148]. В Кулойской СФцЗ вожегская свита (мощность – до 36 м) сложена желтовато-светло-серыми доломитами, часто окремненными и огипсованными, с единичными прослоями органогенных известняков, стяжениями светло-серых кремней и включениями гипса. Из отложений вожегской свиты определены характерные для ассельского яруса фораминиферы: *Globifusulina nux* (Schellw.), *Schubertella transitoria* Staff. et Wedek., *Schwagerina moelleri* Raus. и др.

В Кубенско-Сухонской зоне вожегская свита (мощность – до 79 м) представлена доломитами, гипсо-доломитами, доломитизированными огипсованными известняками, органогенно-обломочными известняками. Карбонатные породы светло-серые, желтовато-светло-серые, часто разрушены до состояния песка и муки. Отмечаются участки огипсования, окремнения. Прослой мергелей и глин редки. В отложениях обнаружены фораминиферы из нижней биостратиграфической зоны ассельского яруса: *Sphaeroschwagerina* ex gr. *pavlovi* Raus., *Sph. fusiformis* Krot., *Schwagerina moelleri* Raus., *Triticites astus* Guozd., *Glomospira elegans* Lip., *Daixina robusta* Raus., брахиоподы *Chonetinella flemingi* Dun. et Condra, гастроподы, мшанки и др.

Ассельский – сакмарский ярусы

Федотовская толща (P_{1fd}), выделенная в Северо-Двинской СФцЗ для пород ассельского и сакмарского ярусов, складывается в нижней части из известняков белых доломитизированных и доломитов белых огипсованных. Встречаются тонкие прослой глины розовато-серых и зеленоватых. Из карбонатных пород выделены фораминиферы: *Hyperammina* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Daixina* aff. *vozhgalensis* Raus., *Pseudofusulina* aff. *imercepta* Jagof. Выше залегают известняки доломитизированные с гнездами гипсов, которые сменяются доломитами белыми, светло-серыми с гнездами гипса, ангидрита и редко – целестина. Встречается переслаивание белых гипсов. Фораминиферы – *Parastaffella* ex gr. *keltmensis* (Raus.). Верхи разреза представлены гипсами серой, розовато-серой, розовой окраски, ангидритами голубыми, розовыми с примазками красных глин. Встречаются пласты гипсо-ангидритов с прослоями доломитов и алевролитов мощностью до 1,4 м. Верхняя граница толщи устанавливается условно. Общая мощность федотовской толщи – 171–206 м.

Сакмарский ярус

Отложения сакмарского яруса представлены тастубским и стерлитамакским горизонтами и залегают согласно на ассельских образованиях, образуя с ними чаще всего нечеткую условную границу. Породы сакмарского яруса выходят на дочетвертичную и современную поверхности в северной и северо-восточной частях листа Р-37-XXIII, в нижнем течении р. Волошка, также на западе, в бассейне р. Ковжа и др. В Кулойской СФцЗ сакмарский ярус

представлен соткинской свитой, в Кубенско-Сухонской СФцЗ – тарногской свитой. Перекрываются сакмарские отложения с размывом уфимскими, казанскими и четвертичными образованиями. Граница с уфимскими отложениями определяется по появлению красноцветных терригенных пород, с казанским ярусом – сероцветных терригенно-карбонатных пород. Наиболее полные разрезы яруса наблюдаются на востоке и юго-востоке зоны.

Соткинская свита (P_{1st}), соответствующая верхней части тастубского горизонта, выходит на поверхность на юге площади листа Р-37-VI. На этих участках развит карст, проявляющийся в виде как отдельных воронок, так и их серий. Мощность – около 50 м. Контакт с подстилающими отложениями вожегской свиты четкий, проводится по смене доломитов гипсами. Свита сложена гипсами и ангидритами, контакты между ними четкие. Гипсы светло-серые до белых мелко-среднекристаллические, подвержены доломитизации. Ангидриты голубовато-серые средне-мелкозернистые массивные, с включениями гипса размером до 5 см. Среди галогенной толщи присутствуют включения и прослойки белых и светло-серых доломитов мощностью до 2 м.

Тарногская свита (P_{1tr}) (мощность – до 136 м) выходит на поверхность на юго-востоке площади листа Р-37-XXVII между озерами Лача и Воже, где ширина выхода составляет до 30 км. Образования свиты подразделяются на две подсвиты: нижнюю – карбонатную и верхнюю – карбонатно-галогенную. Возрастание мощности отложений происходит в восточном-юго-восточном направлении. Фауна соответствует угнетенному лагунному комплексу.

Граница нижней подсвиты с подстилающими образованиями нечеткая из-за схожести отложений. Разрез представлен доломитами, огипсованность которых увеличивается с запада на восток, с прослоями доломитизированных известняков светло-, желтовато-, коричневатого-серых. Наблюдаются прослойки и гнезда гипсов, ангидритов, участки окремнения. Встречены фораминиферы: *Pseudoendothyra dagmarae* Dutk., *Ps. preobrajenskyi* Dutk.

Отложения верхней подсвиты четко опознаются по появлению гипсов и ангидритов с подчиненными прослойками доломитов, алевролитов и глин кирпично-красной и розовато-серой окраски. Контакт нижней и верхней подсвит постепенный. Подсвита сложена главным образом ангидритом голубовато-серым с прослоями коричневатого-красных, зеленоватого-серых огипсованных глин, алевролитов и пестроцветных огипсованных доломитов. В доломитах встречены фораминиферы: *Tolypammmina* sp., остракоды: *Bairdia* cf. *beedei* Ulrich et Bassler, *Macrocypis* cf. *lenticularis* Cooper.

Уфимский ярус

В соответствии с решением МСК [143], обновленной ОСШ уфимский ярус отнесен к нижнему (приуральскому) отделу. Региональными подразделениями уфимского яруса на территории Восточно-Европейской платформы являются соликамский (нижний) и шешминский (верхний) горизонты. Представлен уфимский ярус терригенно-сульфатными пестро- и красноцветными породами лагунной фации.

Отложения уфимского яруса широко развиты и выделяются во всех СФЗ, где им соответствует вихтовская свита. Они с размывом и существенным стратиграфическим перерывом, но часто без видимых следов несогласия, залегают на сакмарских отложениях и перекрываются сероцветными терригенно-карбонатными породами казанского яруса.

Вихтовская свита (P₁vh) в Кулойской СФЗ представлена коричневато-серыми глинами, мелкозернистыми красно-коричневыми песками и глинистым алевролитом красновато-коричневого и желтовато-серого цветов. Органические остатки не обнаружены. Мощность – около 20 м.

В Кубенско-Сухонской СФЗ свита (мощность – до 27 м) обнажается на поверхности в долине р. Канакша, выходит на дочетвертичную поверхность узкой полосой от оз. Иткольское до южной рамки листа Р-37-XXXIII. Она представлена переслаиванием гипсов, алевролитов, глин, мергелей, известняков и доломитов. Характерны розовато- и зеленовато-серые доломиты и мергели, глины пестроокрашенные, пески серые и коричневато-серые. Отмечаются постепенные переходы между всеми разностями пород. В немых толщах возраст свиты определяется условно по положению в разрезе под фаунистически охарактеризованными образованиями казанского яруса.

Вихтовская свита в Северодвинской СФЗ (мощность – до 15 м) сложена алевролитами и песчаниками красной, зелёной, зеленовато-желтой окраски с многочисленными включениями, жилами и прослоями гипса белого, розового, коричневого с примазками буроватых глин. Местами гипсы преобладают.

СРЕДНИЙ (БИАРМИЙСКИЙ) ОТДЕЛ

Согласно решениям МСК [143], средний (биармийский) отдел представлен казанским и уржумским ярусами. Уржумский ярус выделен в объеме уржумского горизонта региональной шкалы. Казанскому ярусу соответствуют немдинский и поволжский региональные горизонты [145]. Мощность отложений биармийского отдела увеличивается с запада на восток.

Казанский ярус

Отложения казанского яруса представлены лагунно-морскими терригенно-карбонатными породами нижнего подъяруса и морскими карбонатными породами верхнего подъяруса. Они вскрыты многочисленными скважинами и выходят на поверхность в долинах рек Сора и Пуя на листе Р-37-XXIV; в районе дер. Бекетовская на р. Вожега; в долинах рек Мехреньга, Ледь, Пуя и верховьях р. Моша на листе Р-37-XVIII и др. Отложения яруса залегают с постепенным переходом на уфимских породах. Перекрываются, как правило, со следами размыва отложениями уржумского яруса. Нижняя граница отложений отчетливая, мощность увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях.

Нижнеказанские отложения, соответствующие немдинскому горизонту, в Кубенско-Белозерской СФЗ представлены большебобровской свитой, в Сухоно-Северодвинской СФЗ – долгощельской свитой.

Большебобровская свита (P_{2bb}) (мощность – до 59 м) сложена темно- и зеленовато-серыми известковистыми глинами, серыми и зеленовато-серыми мергелями, глинистыми известняками, алевролитами, темно-серыми песчаниками. Карбонатные глины и алевролиты связаны постепенными переходами с мергелями. В породах часто встречаются желваки гипса, а также зерна глауконита. Породы насыщены органикой, содержат многочисленные обломки раковин брахиопод, двустворок, криноидей, кораллов. Разрез свиты в основании часто слагают конгломераты, песчаники и алевролиты. Известняки часто доломитизированные, загипсованные, в различной степени алевролитовые, с включением глауконита. Богатый комплекс остатков фауны свидетельствует о раннеказанском возрасте свиты: фораминиферы *Nodosaria hexagona* Tscherd., *N. farcimeniformis* K. M.-Maclay, *Hemigordius discoides* K. M.-Maclay, остракоды *Cavellina grandis* Sch., *Amphisites tscherdynzevi* Dosn., брахиоподы *Globiella tschernyschewi* Netsch., *Cancrinella cancrini* Vern., *Aulosteges horrescens* Vern., *Licharewia schrenki* Keys., *Dielasma elongata* Schloth., двустворки и др. Свита выходит на картируемую дочетвертичную поверхность на территории листа Р-37-XXXIII.

В Сухоно-Северодвинской СФцЗ на листе Р-37-XXIV нижеказанские отложения представлены долгощельской свитой (P_{2dl}) (мощность – 47–76 м), отвечающей по объему верхней части немдинского горизонта. Свита представлена переслаиванием известняков и аргиллитов, среди которых имеются отдельные слои алевролитов и мергелей. Известняки органогенно-обломочные, глинистые, от светло-серых до черных, с фораминиферами: *Cornuspira incerta* Tsherd., *C. microsphaerica* K. M.-Maclay, *Nodosaria krotowi* Tsherd., *N. elabugae* Tsherd. Алевролиты и аргиллиты черные слабобитуминозные, мергели серые, темно-серые тонкослоистые. Верхняя граница свиты устанавливается по смене темно-серых известняков на светло-серые доломитистые известняки и доломиты ускольской свиты.

Верхнеказанские отложения, соответствующие поволжскому горизонту, в Кубенско-Белозерской и Сухоно-Северодвинской СФцЗ выделены в ускольскую свиту.

В Кубенско-Белозерской СФцЗ выходы ускольской свиты (P_{2us}) на поверхность известны в бассейнах рек Ковжа, Горишница, Шултус и др. Свита представлена известняково-доломитовой толщей и сложена известняками от светло- до темно- и зеленовато-серых, которые снизу вверх становятся все более доломитизированными и огипсованными. Низы свиты сложены органогенными известняками с остатками фауны и глауконитом, выше преобладают глинистые и мелкозернистые известняки с остатками брахиопод, двустворок, мшанок, а также алевролиты и глины. В верхней части свиты встречаются светло-серые известковистые, сильноогипсованные доломиты. По всему разрезу отмечаются желваки и линзы гипса и окремненные прослои. Возраст свиты подтверждается характерными верхнеказанскими формами: брахиоподами *Lingula orientalis* Golowk., *Rhynchopora geinitziana* (Vern.), *Globiella hemisphaerium* (Kut.), *Beecheria netschajewi* Grig., *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), двустворками *Pseudobakewellia antiquaeformis* Noinsk., *Parallelodon striatus* (Schl.), фораминиферами *Nodosaria procera* Raus., *N. Netschajewi minima* Zam., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Glomospira pussila* (Gein.) и др. Мощность свиты – до 102 м.

В Сухонско-Северодвинской СФцЗ ускольская свита (P_{2us}) (мощность – до 13 м) обнажена в долинах рек Сора и Пуя и представлена известняками мелкозернистыми светло-серыми, иногда доломитистыми с обильным включением желваков кремней и отдельными стяжениями глауконита. Имеются прослойки доломитов. Выше ускольской свиты с перерывом залегают отложения уржумского яруса и четвертичные образования.

Казанский ярус в целом относится к палеомагнитной гиперзоне Киаман обратной намагниченности.

Уржумский ярус

Уржумский ярус соответствует уржумскому горизонту Региональной шкалы ВЕП. Красно- и пестроцветные континентальные и озерно-лагунные породы уржумского яруса известны в обеих структурно-фациальных зонах. Они трансгрессивно, местами с размывом залегают на казанских отложениях. На востоке и юго-востоке территории они выходят на земную поверхность по рекам Вага, Устье, Кокшенга и Кулой. Мощность уржумских отложений увеличивается в юго-восточном направлении и достигает 130 м. Как и более древние пермские образования, уржумский ярус в большей, нижней части, относится к палеомагнитной гиперзоне Киаман обратной намагниченности.

В Кубенско-Белозерской и Сухоно-Северодвинской СФцЗ уржумскому ярусу соответствует нижеустьинская свита ($P_{2ни}$), представленная толщей пестроцветных песчано-алевролитовых пород, загипсованных в верхах и низах разреза, с прослоями мергелей и доломитов. Нижняя граница свиты обычно четкая, легко опознаваемая по смене доломитов, известняков и серых песчаников казанского яруса терригенными пестроцветными нижеустьинскими алевролитами и загипсованными глинами.

Нижеустьинская свита ($P_{2ни}$) в Кубенско-Белозерской СФцЗ сложена алевролитами, песчаниками желтовато-оранжевыми, серовато-коричневыми слабоглинистыми, известковистыми, участками огипсованными. Встречаются прослой мергелей красновато-коричневых, серых; глин коричневых, серых известковистых. В южной части листа по литологическим признакам свита делится на пачки: марьегорскую, карпогорскую и шардинскую. Мощность свиты достигает 130 м.

Марьегорская пачка сложена серовато-коричневыми алевролито-глинистыми огипсованными породами. Алевролитовые песчаники играют подчиненную роль в разрезе.

Карпогорская пачка представлена красновато-коричневыми алевролитами и тонкозернистыми серыми и розовато-коричневыми песчаниками с незначительными прослоями коричневых глин. Встречаются жеоды гипса.

Шардинская пачка слагается серыми мергелями с маломощными прослоями известняков и доломитов. Породы загипсованы, встречаются прослой гипса (до 10 м) с реликтами терригенных пород.

В Сухоно-Северодвинской СФцЗ нижеустьинская свита со следами размыва залегают на ускольской свите и представлена алевролитами оранжево-коричневыми, участками огипсованными и песчаниками светло-серыми крупно-разнозернистыми.

Органические остатки на всей территории листа редки и представлены спорово-пыльцевыми комплексами, которые характеризуются высоким содержанием (40–60 %) стриатной пыльцы и пыльцы группы *Vittatina*. В небольшом количестве (до 5 %) присутствуют микроспоры *Taeniaesporites* и *Lueckisporites*.

ВЕРХНИЙ (ТАТАРСКИЙ ОТДЕЛ)

Согласно решениям МСК [143], татарский отдел включает северодвинский и вятский ярусы.

Северодвинский ярус

Северодвинский ярус в настоящее время охватывает сухонский и путятинский горизонты, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам [145]. Сухонский горизонт принят в объеме остракодовой зоны *Suchonellina inornata*-*S. daedala*-*Prasuchonella nasalis*, путятинский – в объеме остракодовой зоны *Suchonellina inornata*-*Prasuchonella stelmachovi*. Верхняя часть отложений путятинского горизонта содержит неморские остракоды зоны *Wjatkellina fragilina*-*Dvinella curta* вятского яруса, которую, возможно, следует выделить в самостоятельный горизонт и отнести к вятскому ярусу. Впервые вятский возраст верхней части полдарской свиты, относимой к путятинскому горизонту, был установлен И. И. Молоствовской и др. [182]. Граница отложений яруса с породами уржумского яруса постепенная, иногда – резкая.

Отложения сухонского горизонта представлены сухонской свитой (*P₃sh*). Она развита на юго-востоке территории листа. Породы свиты выходят на дневную поверхность в береговых обрывах р. Вага на участке дер. Чушевицы – пос. Шелотский. Свита подразделяется на верхнетозьменскую, дмитриевскую и нюксеницкую пачки. Ее мощность достигает 60 м.

Верхнетозьменская пачка (14–22 м) сложена мергелями, алевролитами и песчаниками (часто в виде переслаивания типа «слоеный пирог»), частично записованных, с линзами светло-серых, почти белых песков.

Дмитриевская пачка (5,4–7,7 м) представлена доломитами светло-серыми и доломитовыми мергелями, местами окремненными.

Нюксеницкая пачка (до 25,6 м) сложена светлыми алевролитами, глинами, мергелями.

Мергели светло- или зеленовато-серые, белые, реже – пестроокрашенные, иногда полосчатые, в различной степени доломитовые, алевроитовые и глинистые, иногда записованные. Для известняков и доломитов характерна большая глинистость, плитчатость и кавернозность.

Палеонтологические остатки сосредоточены главным образом в нюксеницкой пачке: остракоды *Prasuchonella stelmachovi* (Spizh.), *Sinusuella ignota* Spizh., *Placidea lutkevichi* (Spizh.), *Suchonellina inornata* (Spizh.).

От подстилающих нижеустьинских пород сухонские отложения отличаются увеличением содержания в составе тяжелой фракции рудных и эпидота, уменьшением граната и апатита и исчезновением пироксена.

Вопрос о возрасте сухонской свиты оставался дискуссионным до настоящего времени. По полученным новым палеомагнитным данным [3] о положении глобальной границы суперхрон Киаман-Иллаварра в разрезах р. Сухона и Мал. Северная Двина эта граница приурочена к основанию сухонской свиты северодвинского яруса или проходит в нижней части верхнетозьменской пачки сухонской свиты, т. е. в нижней части северодвинского яруса. В верхах нюксеницкой пачки в разрезах р. Сухона выявлена смена ортозон N1P и R2P.

Северодвинский и вятский ярусы

Северодвинско-вятские отложения, выделяемые в полдарскую свиту ($P_3\beta l$), очень ограниченно развиты в пределах Кубенско-Белозерской СФцЗ (лист Р-37-XXXVI). Свита с размывом залегает на сухонской свите и перекрывается со значительным стратиграфическим перерывом образованиями нижнего триаса. Мощность – 38–57 м. Свита представлена коричневыми и шоколадно-коричневыми, часто, разноокрашенными глинами с зеркалами скольжения, слоистыми алевролитами с мощными прослоями песчаников и, реже, песков, с прослоями мергелей, известняков, доломитов, в нижней части – конгломераты и гравелиты. Отмечены редкие прослойки туффитов, состоящих из мелких (0,1 м) частиц вулканического стекла, цементированных хлоритом. Для песчаных пород преимущественно полимиктового состава характерны розовато-коричневая, зеленовато-серая, реже – пестрая окраска, для карбонатных пород – светло-серая, часто пестроокрашенная.

Верхнему подъярису северодвинского яруса соответствует путятинский горизонт, принятый в объеме остракодовой зоны *Suchonellina inornata*–*Prasuchonella stelmachovi*. К нему относится нижняя часть полдарской свиты. Верхняя ее часть принадлежит к быковскому горизонту вятского яруса, что подтверждается наличием вятских остракод *Darwinuloides svijazhicus* (Shar.), *D. tataricus* (Posn.), *Suchonellina trapezoida* (Shar.) [3, 127].

Ортозона отрицательной намагниченности охватывает сухонскую свиту и нижнюю часть полдарской свиты. Граница между N1P и R2P является дополнительным маркером подъярусов северодвинского яруса. Ортозона R2P протягивается на всю полдарскую свиту за исключением самой верхней ее части [3].

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения представлены только нижним отделом в Кубенской СФцЗ. Они сложены преимущественно континентально-пресноводными красно- и пестроцветными песчано-глинистыми аллювиальными и озерными отложениями и характеризуются большой фациальной изменчивостью. Залегает нижний триас трансгрессивно на различных горизонтах вятского и северодвинского ярусов верхнего (татарского) отдела перми и перекрывается четвертичными отложениями.

Расчленение и корреляция нижнего триаса проведены в соответствии с уточненной унифицированной субрегиональной стратиграфической схемой триасовых отложений запада, центра и севера Восточно-Европейской платформы [193], Решениями РМСК (Бюл. РМСК ... , 1993, вып. II) и Бюро МСК от 21 января 1994 г. [26], а также с учетом Решения Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы [149].

Индский ярус

Ветлужская серия в составе индского яруса представлена вохминским горизонтом, выделенным В. Р. Лозовским в долине р. Вохма в Нижегородской области (лист О-38). На территории листа ему соответствует одноименная свита. Наиболее полные и детальные разрезы вохминской свиты (Т₁vh) известны за пределами территории листа (лист О-38-XI). Вохминские отложения распространены в пределах площади развития нижнего триаса. Залегает вохминская свита трансгрессивно на полдарской свите, сопоставляемой с путятинским горизонтом северодвинского яруса и нижней частью быковско-горинта вятского яруса татарского отдела перми. Ее нижняя граница проводится в основании нижнетриасовых базальных песков с прослоями конгломератов, по появлению остракод *Darwinula mera* Misch., *D. sima* Misch., *Gerdalia variabilis* Misch.

Отложения вохминской свиты представляют собой толщу пестро- и красноцветных пород, включающую несколько ритмопачек. В верхней части ритмы представлены преимущественно глинами красновато- и буровато-коричневыми, пятнами голубовато-серыми, с зеркалами скольжения и налетами палыгорскита по ним, с прослоями алевроитов, песков и песчаников. Основание каждой ритмопачки сложено косослоистыми песками с прослоями линз песчаников и конгломератов.

Минеральный состав песчаной фракции всех типов пород вохминской свиты характеризуется эпидот-цоизитовой ассоциацией минералов, содержащей до 66–99 % эпидота и цоизита, а граната и циркона соответственно 2–15 %. Изменения минерального состава, выражающиеся в уменьшении содержания эпидота с цоизитом до 40–55 %, при одновременном увеличении содержания граната и циркона соответственно до 10–25 %, происходят только в краевых частях распространения вохминских отложений. Нижнюю часть вохминской свиты охватывает зона прямой намагниченности N₁T. Граница перми и триаса проводится в основании этой палеомагнитной зоны. Мощность вохминской свиты в пределах листа превышает 30 м [65].

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения распространены повсеместно, за исключением обнажений пород докембрия и палеозоя на отдельных участках водоразделов и речных долин. Наибольшей мощности толща четвертичных отложений достигает в районах развития ледниковых и водно-ледниковых аккумулятивных

форм. Мощность четвертичного покрова достигает 119 м (в районе Белозерской гряды), обычно не превышая 20 м.

По условиям формирования, стратиграфическому объему и времени формирования отложений согласно Легенде Балтийской серии листов, выделяется пять основных областей осадконакопления – Восточная часть Балтийского щита (Карелия), Южное Прионежье, бассейн р. Вага и акватории Белого моря и Онежского озера.

В неоплейстоцене территория подвергалась многократным оледенениям, в результате каждого из них уничтожались сформированные ранее рыхлые образования. На описываемой территории на дневную поверхность выходят лишь отложения заключительных стадий осташковской ледниковой эпохи и голоцена. Представлены четвертичные образования, в основном поздненеоплейстоценовыми образованиями ледникового и водно-ледникового генезиса, а также голоценовыми аллювиальными, болотными и озерными отложениями.

В разрезах вскрываются (с различной степенью обоснованности) образования нижнего, среднего, верхнего звеньев неоплейстоцена и голоцена.

Расчленение отложений квартера на карте четвертичных образований произведено в соответствии с Легендой Балтийской серии листов, с Унифицированной региональной стратиграфической схемой четвертичных отложений севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы, утвержденной МСК в 1984 г. [150], обновленной в 1999 г., а также с последующими решениями РМСК и МСК до 2019 г.

ПЛЕЙСТОЦЕН

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижненеоплейстоценовые отложения представлены окским горизонтом. Они наименее изучены и известны по небольшому количеству разрезов скважин в Плесецком районе Архангельской области.

Окский горизонт в пределах листа включает ледниковые и водно-ледниковые образования.

Окский горизонт

Ледниковые образования (*glok*) выделены по разрезам скважин в северо-западной части Иксинской впадины в Плесецком районе Архангельской области [47]. Отложения вскрыты в интервале абс. отм. от –26,0 до +12,5 м (кровля) и от –35,0 до +7,7 м (подошва). Представлены они коричнево-серыми и бурыми суглинками с гравием, галькой, валунами (30–40%). Обломочный материал представлен местными карбонатными породами, эффузивными породами свиты Ветреного пояса, кварцем, реже – валунами гранитов. Залегают ледниковые отложения на дочетвертичных породах, перекрываются межледниковыми отложениями лихвинского горизонта, на основании чего и определена их принадлежность к окскому горизонту.

Мощность отложений – до 9,0 м.

Гляциофлювиальные образования (flok) представлены главным образом песками различной зернистости с гравием и галькой того же состава, что в морене. В Кенозерской впадине в составе окских гляциофлювиальных отложений пески серые разномерные с гравием, галькой и единичными валунами осадочных (известняки) и кристаллических (плаггиограниты, пироксениты, пегматоидные граниты) пород.

Мощность их иногда превышает 30 м.

Ледниково-озерные образования (lglok) – тонкослоистые супеси и глины мощностью до 4 м в изученных разрезах залегают на окской морене. В районе оз. Кенозеро коричневатые-серые ледниково-озерные глины окского горизонта мощностью до 6 м перекрывают окские гляциофлювиальные отложения на абс. отм. –58 м (кровля глин).

Среднее звено

Выделяются отложения лихвинского горизонта и среднерусского надгоризонта, представленного вологодским, горкинским и московским горизонтами.

Лихвинский горизонт представлен озерными образованиями, вологодский – ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями, горкинский – морским и озерными образованиями, московский – ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными образованиями.

Озерные образования (llllh) выделяются в пониженных участках дочетвертичного рельефа. В пределах Кенозерской впадины они залегают на ледниковых отложениях окского горизонта в интервале абс. отм. от –16,95 до +18,25 м (кровля) и от –26,0 до +12,5 м (подошва), в восточной части территории листа – с размывом на верхнепермских образованиях с абс. выс. от +30 до +60 м. Перекрывается вологодской мореной.

Отложения представлены суглинками, песками, реже – супесями и глинами. Суглинки серые, редко – светло-коричневые, имеют болотный запах, содержат гравий и гальку до 15–25 %, местами – обломки раковин моллюсков и черные муаровые разводы, обогащенные гумусом. Пески мелко- и среднезернистые, иногда пылеватые и гравелитистые, полимиктовые, серые и темно-серые, состоят из кварца, карбонатов, циркона, кианита, эпидота, граната, амфибола. В небольшом количестве встречаются ильменит, турмалин, ставролит, брукиит, сфен, апатит, пирит. Редкая галька и гравий представлены кварцем, кремнем и известняками. Супеси светло-коричневые тонкослоистые с гравием и галькой (5–7 %). Глины коричневые тонкослоистые с единичными гравием и галькой, имеют слабый болотный запах.

Принадлежность отложений к лихвинскому горизонту установлена на основании диатомового и спорово-пыльцевого анализов.

Среди диатомовой флоры присутствует характерная для данного горизонта форма *Cyclotella comta* var. *Lichvinensis* Jous, в целом же доминирует однообразный комплекс планктонных пресноводных видов, в том числе холоднолюбивых *Melosira islandica sulcata* O. Mull, в незначительном количестве встречаются формы обрастания и донные. Диатомовые свидетельствуют об отложении осадков в озере с большой водной толщей в условиях прохладного климата (М. А. Травина).

В спорово-пыльцевом комплексе осадков Кенозерской впадины, в котором преобладает пыльца древесных пород, выделены четыре фазы развития растительности (снизу вверх – фазы березовых, сосново-еловых, еловых и сосново-березовых лесов), которые характеризуют в общем умеренно-холодный климат, близкий к современному (Э. С. Плешивцева). Спорово-пыльцевые диаграммы имеют наибольшее сходство с диаграммами, отражающими фазы развития растительности во время лихвинского (трубайского) межледниковья [83]. Некоторое отклонение, связанное с отсутствием пыльцы пихты, объясняется географической зональностью.

В глинах из скважин с восточной части листа встречены споры (42–54 %) и пыльца (26–38 %). По заключению Л. А. Коноваленко (Коми НИЦ) [52], первые представлены *Sphagnum* (70–94 %) при небольшой роли спор *Polypodiaceae*. Встречены споры *Equisetum*, *Ophioglossum*, *Diphasium complanatum*. Пыльца древесных пород представлена пыльцой *Pinus silvestris* (20–40 %), *Betula nana* (16–36 %), *Piceae* (14–24 %), *B. sect. Albae* (6–32 %), *Alnus incana*, *A. glutinosa* (0–6 %), *Alnaster fruticosa* (0–14 %), *Salix*. В составе пыльцы травянистых растений господствует пыльца *Poaceae* (42–75 %). Участие пыльцы *Superaceae* составляет 8–32 %, *Artemisia* – 0–4 %, *Chenopodiaceae* – 0–20 %, *Varia* – 4–36 %.

Мощность – до 10 м.

Вологодский горизонт

Ледниковые образования (glvl). В бассейне р. Вель морена вскрыта скважинами на наиболее погруженных участках территории листа на абс. отм. от 41 до 75 м. Она залегает на верхнепермских и лихвинских отложениях и перекрывается породами горкинского и московского горизонтов. Отложения представлены суглинками валунными темно-серыми, темно-коричневыми легкими, средними и тяжелыми. Содержание глинистой фракции 34 %. Обломочный материал, представленный валунами и галькой, содержится в количестве от 5 до 15–20 %. Он состоит из известняков, кремней, гнейсов, амфиболитов, кварцитов, долеритов, гранодиоритов, гранитов и песчаников. В минеральном составе мелкозема морены отмечаются повышенные содержания амфибола, гранатов, эпидота, кианита, циркона, сфена, пирита. В небольшом количестве встречены ильменит, хромит, турмалин, монацит, брукит, апатит; единичные зерна пиропы и хромдиопсида. Петрографический состав гальки и валунов позволяет сделать вывод о приносе материала ледником из Скандинавской питающей провинции. В морене встречаются небольшие отторженцы местных пород казанского яруса, местами наблюдается слабо выраженная слоистость. В морене заключены остатки переотложенной микрофауны, а также пыльцы и спор палеозойского и мезозойского возраста [52]. Количество встреченных переотложенных форм спор и пыльцы, в том числе дочетвертичных, и степень сохранности пыльцы свидетельствуют о ледниковом генезисе этих осадков.

На западе Вологодской области ледниковые отложения вскрыты скважинами в палеодолинах на абс. отм. от 40,1 до 101,0 м. Залегает морена на дочетвертичных породах, перекрывается вологодскими водно-ледниковыми

осадками и мореной московского горизонта. Представлена валунными суглинками и глинами, песчанистыми, карбонатными, от темно-серых до коричневыми, плотными, с гравием, валунами гранитов, диоритов, реже – с древесной известняков, с гнездами песков и глин.

Мощность – до 30 м.

Гляциофлювиальные образования (flvl) залегают на дочетвертичных породах и вологодской морене, перекрывается вологодским гляциолимнием и мореной московского горизонта. Гляциофлювиал представлен песками с гравием, галькой и песчано-галечными отложениями. Гравий и галька хорошоокатанные. Состав гальки – граниты, кварциты, гнейсы.

Мощность – до 38 м.

Ледниково-озерные образования (lgflvl) залегают на дочетвертичных породах, перекрываются вологодскими ледниковыми и гляциофлювиальными отложениями, часто слагают в них линзы. Представлены песками мелкозернистыми кварцевыми желтовато-серыми, алевритами, глинами тонколеночными от желтовато-серых до темно-коричневых.

Надморенные ледниково-озерные отложения представлены песками, алевритами, глинами. Пески от тонкозернистых до пылеватых, кварцевые, участками глинистые, слюдястые, желтовато-коричневато-серые. Алевриты – той же окраски, неравномерно глинистые, тонкослоистые. Глины – от слабоалевритовых до тонкодисперсных, серовато-коричневые, зеленовато-серые горизонтально-слоистые, с присыпками тонких песков. По составу палинофлоры реконструируется растительность северо-таежного типа [52]. Пыльца широколиственных пород переотложенная. Осадки формировались в пресноводном бассейне, присутствуют диатомовые класса пенатных, ценобии зеленых водорослей.

Мощность – до 23 м.

Горкинский горизонт

Озерные образования (llgr) описаны в Архангельской области в бассейне р. Вель, где они вскрыты бурением и залегают на вологодской морене и изредка на верхнепермских отложениях, на абс. выс. 61–98 м, повсеместно перекрываясь московской мореной. Отложения представлены глинами, реже встречаются пески, суглинки, супеси и алевриты. Глины серые, темно-серые пылеватые пластичные горизонтально-слоистые с присыпками по слоистости алеврита или песка. Содержание глинистых частиц – до 42%. Пески разнозернистые: пылеватые (40%), мелкие (23%), средней крупности (23%), крупнозернистые и гравелитистые (14%). Они серой окраски, с горизонтальной слоистостью. Суглинки серой окраски легкие и тяжелые пылеватые с гравием (до 75% гнейсы и карбонаты). Супеси серые, темно-серые без заметной слоистости. Алевриты светло- и темно-серые, а в контакте с породами микулинского возраста – зеленовато-желтые.

Минеральный состав мелкозернистой фракции представлен в основном кварцем, карбонатами и полевым шпатом. В меньшем количестве присутствуют амфибол, пироп и хромдиопсид, шпинель, кианит, циркон, пирит.

Встречаются эпидот, ильменит, хромит, турмалин, ставролит, монацит, брукит, сфен, апатит, халькопирит.

Л. А. Коноваленко в глинах выделены спорово-пыльцевые комплексы [52], в общем составе которых преобладают споры (50–66 %). Количество пыльцы древесных пород составляет 30–42 %, содержание пыльцы трав не превышает 4–10 %. Среди пыльцы древесных пород господствует пыльца *Pinus silvestris* (42–50 %), участвует пыльца *Piceae* (30–34 %). Пыльца *Betula* sect. *Albae*, *B. nana*, *Alnus* sp. содержится в незначительном количестве, а пыльца *Tilia cordata*, *Corylus avellana* присутствует в единичных экземплярах. В составе пыльцы травянистых растений доминирует пыльца *Poaceae* (76–94 %) при незначительной роли, пыльцы *Cyperaceae*, *Chenopodiaceae*, *Varia*. Споры представлены спорами *Sphagnum*. Аналогичные споры и пыльца также обнаружены в глинах и супесях других скважин.

Условно озерные отложения выделены в Воже-Лачинской низине, где вскрыты бурением на глубине 10 м и представлены светло-коричневыми пылеватыми суглинками с прослойками супесей. Они залегают на вологодской морене или водных и водно-ледниковых отложениях окского и вологодского горизонтов. В их спорово-пыльцевых спектрах древесного типа (пыльцы широколиственных 4–20 %) отмечено большое количество экзотов из юрских, триасовых и меловых осадочных пород.

Мощность отложений – до 22 м.

Морские образования (mlgr) известны в Заонежье в юго-восточной части Карелии близ пос. Колодозеро в бассейне р. Водла [47]. Палеонтологическое изучение вскрытых бурением межледниковых отложений, залегающих между вологодской и московской моренами, позволило обоснованно выделить на глубинах 99–113 м суглинки, алевриты и пески горкинского (по местной схеме «водлинского») горизонта. Происхождение отложений установлено по остаткам диатомовых водорослей, фораминифер и редких остракод.

На основании послыдного изучения вскрытой толщи И. М. Экманом были выделены морские светло-коричневые суглинки и алевриты мощностью до 14 м, названные в местной схеме колодозерскими, колодорецкими и корбозерскими слоями.

Мощность – до 14 м.

Московский горизонт

Представлен ледниковыми, ледниково-озерными и гляциофлювиальными образованиями. Отложения широко распространены на всей территории листа и залегают преимущественно под отложениями валдайского надгоризонта. Только в юго-восточной части, за пределами развития осташковского и подпорожского оледенений они выходят на поверхность, формируя современный рельеф.

Ледниковые образования. Основная морена (g₀llms). Морена вскрыта большим количеством скважин в ходе ГДП-200 первого и второго поколений. В центральной части листа морена вскрыта отдельными скважинами под морскими и озерными микулинскими отложениями. Под

морскими образованиями они вскрыты в понижениях дочетвертичного рельефа – в Сомбинской погребенной впадине, в юго-восточной части Нижне-Онегорецкой впадины, в палеодолинах рек Онега, Верх. Иг, Текса, Пеленьга, Емца, в погребенных речных долинах. Абс. отм. залегания кровли изменяются от $-2,6$ до $+70,0$ м в Сомбинской впадине. Морена представляет собой валунную глину серого цвета с большим количеством обломочного материала. В составе валунов преобладают палеозойские осадочные, магматические и метаморфические породы архея и протерозоя, среди последних многие разновидности с Ветреного пояса. В долинах рек она обнажается в цоколе террас или в основании их нетеррасированных склонов, залегая на водно-ледниковых отложениях или коренных породах.

На Онежско-Белозерском водоразделе ледниковые отложения вскрыты многочисленными скважинами в палеодолинах и понижениях дочетвертичного рельефа. Наиболее четкое стратиграфическое положение морена московского горизонта занимает в тальвегах палеодолин Тудозеро и Вытегры, перекрытая мощной толщей одновозрастного гляциолимния. Наиболее низкая отметка подошвы составляет $-26,5$ м, максимальная $+147,2$ м. Морена залегает на дочетвертичных породах и вологодских водно-ледниковых осадках; перекрывается осадками: водно-ледниковыми московского горизонта и микулинскими. Ледниковые отложения представлены валунными суглинками, реже супесями серыми, с содержанием крупнообломочного материала до 10–20%: гранитов, гипербазитов, сланцев, алевролитов, с линзами песков, с ледниковой брекчией (обломки глины с гравием кристаллических пород) общей мощностью до 57 м.

В юго-юго-западной части Архангельской области в бассейне рек Падюга, Волошка, Вель морена залегает на горкинских и вологодских образованиях и, реже, на дочетвертичных породах на абс. выс. от 72 до 108 м. Морена представлена валунными суглинками с прослоями супесей, песков с гравием и галькой, глин, алевритов и валунников с галькой. Суглинки валунные коричнево-бурые, красновато-коричневые, в низах разреза буровато-серые и серые слабокарбонатные, от легких до тяжелых с содержанием глинистой фракции 10–30%, пылеватой до 40%. Включения обломочного материала составляют 3–5% породы; преобладают карбонатные (60–75%) породы, присутствуют кремни, кварц, долерит, гранит, метаморфические породы. Минеральный состав мелкозема морены сходен с таковым вологодской(?) морены, отличаясь большим содержанием амфиболов, пиропов, хромдиопсидов, кианита, апатита и пирита и несколько меньшим – циркона, сфена, хромита и других минералов. Супесь серо-коричневая плотная глинистая, с редким гравием известняка. Пески светло-серые разнозернистые от пылеватых до грубозернистых с галькой и гравием карбонатных пород. Глины серовато-коричневые пылеватые с содержанием глинистой фракции до 35%, твердые и полутвердые до тугопластичных с включением гравия различного состава. Алевриты светло-серые глинистые с галькой гнейсов и основных пород (20%). Валунник с галькой залегает в базальных слоях морены. Обломки плохой и средней окатанности состоят из известняков, гнейсов и метаморфических сланцев.

В ледниковых отложениях не обнаружено переотложенных остатков микрофауны, спор и пыльцы. Положение в разрезе позволяет определить их возраст как московский, о чем свидетельствует залегание под палинологически охарактеризованными отложениями микулинского горизонта.

Мощность – до 60 м.

Ледниковые образования. Краевая морена ($g_k l l m s$) находится в тесной ассоциации с водно-ледниковыми отложениями. Развита преимущественно в юго-восточной части листа, где слагают отдельные крупнохолмистые гряды, валы и массивы, хорошо выраженные в рельефе. Представлены краевые моренные образования супесями, суглинками с гравием, галькой, валунами. Встречаются валуны размером до 2 м.

Мощность – до 40 м.

Гляциофлювиальные образования ($fl m s$) представлены песками буровато-желтыми, светло-серыми разномерными с гравием и галькой, реже песчано-гравийным материалом, алевритом, галечником. Окатанность обломков различная, распределение их неравномерное. В песках отмечается горизонтальная и косая слоистость. Выстилают днища ложбин стока, слагают зандры, озы, флювиокамы, а также линзы и прослои в морене. Залегают преимущественно на московской морене, а на востоке территории на палеозойских породах перекрываются отложениями микулинского возраста. По условиям залегания и минеральной характеристике гляциофлювиальные отложения являются составной частью московского горизонта.

В разрезах на р. Вага у дер. Сметанино для этих отложений получена OSL датировка 144 ± 11 тыс. лет, подтверждающая их московский возраст.

Мощность – до 45 м.

Ледниково-озерные образования ($l g l l m s$) залегают на дочетвертичных породах и морене московского горизонта; перекрываются подпорожской и осташковской моренами, на поверхность выходят за пределами развития валдайского оледенения в юго-восточной части листа, где слагают равнины, террасы, камы, сформированные ледниково-озерными отложениями. В долинах пра-Тудозеро и пра-Вытегры абс. отм. подошвы в палеодолинах изменяются от минус 23,3 до плюс 40 м, на водоразделах – до плюс 154,0 м [47].

Гляциолимний представлен песками, алевритами, суглинками, глинами. Пески – от мелко- до среднезернистых, серовато-коричневые, кварц-полевошпатовые, глинистые и слюдястые, с единичным гравием кристаллических и карбонатных пород. Алевриты – желтовато- и красновато-светло-коричневые глинистые, карбонатные, слабослюдястые. Суглинки и глины алевритовые, коричневатые-серые карбонатные, слоистые.

Мощность – до 35 м.

Верхнее звено

В составе верхнего звена неоплейстоцена выделяются отложения микулинского горизонта и валдайского надгоризонта, в составе подпорожского, ленинградского и осташковского горизонтов.

Микулинский горизонт

Отложения микулинского межледникового горизонта (изотопно-кислородная стадия 5-е, что соответствует временному интервалу около 115–130 тыс. лет назад) считаются стратиграфическим репером для всей ледниковой зоны северо-запада европейской части России. На территории листа достоверно установленные микулинские отложения представлены морскими, озерно-аллювиальными и озерными образованиями.

Морские образования (mlllmk) распространены относительно широко. В Архангельской области морские межледниковые отложения бореальной трансгрессии песчано-глинистого состава детально изучены Э. И. Девятовой [85] на р. Икса, где были вскрыты бурением на глубине 24 м под водноледниковыми отложениями и мореной подпорожского возраста.

Они характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа с содержанием до 16–18 % пыльцы широколиственных пород. В составе остатков малакофауны обнаружены целые створки *Saxicava arctica* (L.) и многочисленные остатки раковин неопределимых видов морских моллюсков. В составе диатомовых водорослей господствуют *Paralia sulcata* (Ehr.) Ktz; кроме того, встречены *Podosira*, *Grammatophora*, *Dimegramma*, *Thalassiosira*, *Bacterosira*, споры *Chaetoceres*.

Морские осадки описаны также в пределах Мошинской впадины, где они представлены суглинками, супесями светло-серыми и серыми кварцевыми разносторонними с редким гравием карбонатных пород и кремней, глинами черными пластичными с содержанием глинистых и пылеватых частиц соответственно 37 и 74 %, слоистыми с присыпками алеврита по слоистости.

В пределах Мошинской впадины, в результате палинологического анализа глин выделено четыре спорово-пыльцевых комплекса, характерных для отложений бореальной трансгрессии [55]. Оптимальным климатическим условиям соответствует комплекс I, где доминируют пыльца древесных пород (80–90 %): *Picea* (до 34 %), *Pinus silvestris* (до 14 %), *Betula* sect. *Albae* (до 28 %), *B.* sect. *Nanae* (до 28 %), *Alnus incana* (до 8 %). Среди спор доминируют *Polypodiaceae* (до 84 %). Господствовали еловые леса с участием сосны и березы с примесью широколиственных пород *Tilia* и *Corylus* (зона M₇ по В. П. Гричку). По р. Канакша крупнозернистые пески с примесью галечников содержат раковины морских моллюсков: *Nyssa reticulata*, *Corbula gibba*, *Cardium edule*, *Saxicava arctica*, *Astarte compressa*, отвечающие по возрасту бореальной трансгрессии.

Мощность – до 36 м.

Озерно-аллювиальные образования (laallmk). Пресноводные осадки формировались в микулинское время в бассейне среднего течения р. Онега и в палеодолинах Вытегры и Андомы. Залегают на дочетвертичных породах и морене московского горизонта, перекрываются подпорожской и осташковской мореной. Осадки представлены песками, алевритами, суглинками, глинами. Пески тонко-мелкозернистые кварц-полевошпатовые, серые глинистые, хорошосортированные. Алевриты темно-серые. Суглинки и глины алеврито-песчаные, коричневато-серые, горизонтально-слоистые.

На спорово-пыльцевых диаграммах на юго-западе листа [63] выделены две зоны микулинского межледниковья. Зона М₁ соответствует нижнему максимуму ели (до 38 %). Зона М₂, характеризующаяся появлением пыльцы широколиственных пород, отражает улучшение климатических условий. В разрезе скважины на соседнем с востока листе встречена пресноводная диатомовая флора из восьми холодноводных видов.

Мощность – до 50 м.

Озерные образования (llllmk). Озерные отложения микулинского возраста изучены Э. А. Кальберг в Плесецком районе Архангельской области [47, 224], где они залегают на морских осадках того же возраста либо на морене или гляциофлювиальных отложениях московского ледниковья.

Также они вскрыты бурением на Онежско-Белозерском водоразделе в юго-западной части Архангельской области южнее оз. Кенозеро и в бассейне рек Моша, Подюга, Вель на разных абсолютных высотах. В составе отложений – глины, суглинки, алевроиты, пески полимиктовые глинистые от тонко- до разноразмерных гравелистых (до 20 % гравия и гальки) серых, буровато-серых горизонтально-слоистых. Алевроиты серые тонкослоистые переслаиваются с суглинками и глинами. Мощность слоев глин и суглинков – 0,2–24,0 м, песков – 0,1–20,4 м, алевроитов – 0,1–10,0 м.

В глинах, вскрытых в бассейне рек Моша, Подюга, Вель, обнаружен детрит тонкостенных раковин пресноводных моллюсков. Палинологические спектры глин соответствуют зоне 7 микулинского межледниковья, по В. П. Гричуку [83].

В верховьях Онеги у с. Дементино верхние слои озерных микулинских отложений были изучены Э. И. Девятовой [86]. Спорово-пыльцевые спектры их отразили похолодание в фазу наивысшего уровня стояния бассейна. Морская ингрессия в долину р. Онега произошла, по-видимому, уже в более поздние этапы, при потеплении климата межледниковья.

Мощность – до 30 м.

Валдайский надгоризонт

В соответствии с региональной унифицированной стратиграфической схемой севера и северо-запада Восточно-Европейской платформы валдайский надгоризонт объединяет подпорожский (нижневалдайский), ленинградский (средневалдайский) и осташковский (верхневалдайский) горизонты.

Подпорожский горизонт

Подпорожский горизонт представлен ледниковыми, гляциофлювиальными и ледниково-озерными отложениями.

Ледниковые образования. Основная морена (g₀lll₀pd) залегают между палинологически охарактеризованными микулинскими и ленинградскими осадками.

Моренные образования вскрываются преимущественно скважинами и выходят на поверхность только в юго-восточной части листа, за пределами развита осташковского оледенения.

В Архангельской области в бассейне Онеги, где распространены осадочные породы палеозоя и верхнего протерозоя, подпорожская морена обогащена валунами местных карбонатных пород, реже встречаются гнейсы, граниты, диабазы, пикриты и базиты Ветреного пояса. В бассейне среднего течения Онеги она вскрыта бурением на отложениях микулинского горизонта на глубине около 40 м и состоит из серых суглинков, содержащих до 20–70 % гравия, гальки и валунов (средней степени окатанности), карбонатных осадочных и кристаллических пород. Подстиляется морена верхнепротерозойскими глинами и имеет мощность до 7,3 м.

Ледниковые отложения подпорожского горизонта широко распространены на Онежско-Белозерском водоразделе, где залегают под ленинградскими межледниковыми отложениями и представлены валунными суглинками и супесями коричневатого-серого цвета (11–14 м), содержащими в отдельных случаях прослойки и линзы безвалунных глин, песков и гравийно-галечных отложений. В составе гравия, гальки и валунов морены преобладают осадочные породы.

Мощность – до 35 м.

Ледниковые образования. Краевая морена (g_kllpd) находится в тесной ассоциации с водно-ледниковыми отложениями и приурочена к краевой стадии оледенения. В составе преобладают пески различной зернистости, нередко крупно- и грубозернистые валунные супеси, часто с обильными валунами, галькой и гравием.

Мощность – до 30 м.

Гляциофлювиальные образования (flll_lpd) широко распространены в западной части Вологодской и Архангельской областей, где слагают зандры, гляциофлювиальные дельты, озы, флювиокамы, выстилают ложбины стока талых ледниковых вод, а также линзы и прослойки в морене. Залегают на поверхности или под осадками осташковского горизонта либо голоцена на отложениях микулинского горизонта, реже – на московской морене и коренных породах. В их составе преобладают пески разнозернистые с гравием и галькой (в отдельных разрезах свыше 50 %), реже – средне- и мелкозернистые полимиктовые серого, темно-серого, буровато-серого и коричневого цветов. Слоистость горизонтальная, косая, волнистая, линзовидная.

Мощность отложений – до 77 м.

Ледниково-озерные образования (lglll_lpd) залегают на дочетвертичных породах, микулинских отложениях, подпорожской морене; перекрываются осташковской мореной, ленинградскими осадками и голоценовыми образованиями, в юго-восточной части листа выходят на поверхность. В составе отложений распространены глины и суглинки, нередко ленточного типа, от серых, зеленовато-голубовато-серых до шоколадных, а также супеси, пески разно- и мелкозернистые неясногоризонтально-слоистые, часто образующие прослойки в глинах (до 1 м). По палинологическим данным [84], их формирование происходило в сухих холодных условиях, характерных для перигляциальной зоны.

Мощность – до 29 м.

Ленинградский горизонт

Озерно-аллювиальные образования (lallln) этого возраста выделяются на площади главным образом по положению в разрезе. Залегают они на микулинских, в редких случаях на дочетвертичных отложениях и перекрываются обычно осташковской мореной. Вскрыты многими скважинами. Эти отложения выполняют погребенные долины, врезанные в микулинские глины. Наиболее протяженной является долина пра-Моды, которая прослежена от среднего течения р. Обокша до устья р. Емца и в отдельных участках полностью прорезает отложения микулинского горизонта на глубину до 40 м.

Отложения повсеместно представлены песками, иногда глинистыми или алевритистыми, светло-серыми с желтоватым или буроватым оттенком, в основном мелкозернистыми полимиктовыми, обычно сортированными. Встречается горизонтальная и косая слоистость, обусловленная более глинистыми слойками, прослоями серовато-бурых суглинков мощностью до 0,4 м и голубовато-серых глин мощностью до 7 см. Количество гравия и гальки не превышает 10%, окатанность хорошая, состав смешанный – местные осадочные, изверженные и метаморфические породы.

В спорово-пыльцевых спектрах кратковременное послемиккулинское потепление [59]. Данные гранулометрического анализа указывают на аллювиальный и озерный генезис отложений.

Мощность – до 12,8 м.

Озерные образования (lllln). В Архангельской области озерные отложения ленинградского горизонта залегают на коренных породах или между подпорожской и осташковской моренами и представлены пресноводными осадками как крупных глубоководных бассейнов, так и небольших озерных водоемов. Представлены отложения песками различной зернистости, серыми, желтыми, серовато-коричневыми, иногда с прослоями глин и суглинков, глинами серыми, зеленовато- и коричневатосерыми, переслаивающимися глинами, суглинками, песками и алевритами. Слоистость горизонтальная. Мощность пачек глин и суглинков – до 30 м, песков – до 39,5 м, алевритов – до 5 м. В озерных отложениях обнаружены остатки пресноводных диатомей. Спорово-пыльцевые спектры их отвечают спектрам, характерным для ленинградского мегаинтерстадиала [47].

В Онежском заливе установлены средневалдайские озерные(?) отложения, представленные коричневыми плотными глинами с намечающейся цветовой слоистостью. Мощность их – не менее 3,5 м. Возраст отложений определен по данным спорово-пыльцевого анализа Е. А. Спиридоновой. Ею выделено пять спорово-пыльцевых комплексов с повсеместным присутствием сибирских бореальных видов *Pinus sibirica* (Rupr.) Maug. и *Larix* [47]. Впоследствии принадлежность слоистых глин к Среднему Валдаю была подтверждена данными палеомагнитного анализа, по результатам которого в толще указанных глин выделен палеомагнитный экскурс Каргополово (39–41 тыс. л. н.).

Мощность – до 70 м.

Морские образования (mllln) песчано-глинистого состава известны в Архангельской области в бассейне низовьев Онеги и сформированы во время трансгрессии Белого моря в период второго позднеплейстоценового

межледниковья – беломорской трансгрессии [47]. Залегает на гляциолимнии московского горизонта и подпорожской морене, перекрывается осташковской мореной.

В долине среднего течения Онеги также вскрыты в обнажениях и при бурении осадки беломорской трансгрессии, представленные горизонтально-слоистыми серыми глинами, песчанистыми алевритами, суглинками, супесями и мелко- и среднезернистыми песками с мелкими валунами, гравием и галькой, а также остатками фауны морских моллюсков. Палинологические исследования отложений свидетельствуют об изменении палеоклимата во время седиментации от сравнительно холодного к более теплому, чем современный, сменившимся новым похолоданием.

Мощность – до 27 м.

Осташковский горизонт

Осташковский горизонт объединяет ледниковые, гляциофлювиальные, ледниково-озерные отложения последнего покровного оледенения неоплейстоцена, а также морские, озерные осадки позднеледниковья. Они являются рельефообразующими для листа.

Ледниковые образования. Основная нормально-пластовая морена ($g_{bnlllos}$), распространены особенно широко и залегают на породах дочетвертичного возраста или ленинградских, подпорожских и других отложениях.

В Архангельской и Вологодской областях преобладает суглинистая морена коричневая, бурая, серовато-коричневая известковая, с меньшим по сравнению с Карелией содержанием обломочного материала, в составе которого увеличивается процент местных палеозойских пород (до 60–75 %). Присутствие в составе гальки и валунов разнообразных изверженных и метаморфических пород указывает на их привнос из скандинавского центра оледенения. В восточном направлении происходит уменьшение грубообломочной фракции в морене с 25–30 % на западе до – 3–5 % на востоке.

В пределах Ветреного пояса и юго-восточнее обломочный материал обогащен базальтами, зелеными сланцами, диабазами и другими местными породами. Формирование ледниковых отложений под влиянием скандинавского центра оледенения подтверждается и северо-западной ориентировкой длинных осей валунов в морене, имеющей, по результатам анализа солевого состава мелкозема, континентальное происхождение.

Морена в пределах акватории Онежского озера развита вдоль западной рамки данного листа, где слагает гряды, и вдоль берега в виде полосы. По данным сейсмоакустики, сейсмостратиграфический комплекс II (ССК-II) характеризуется неясно выраженной хаотичной слоистостью или ее отсутствием и прерывистым плащеобразным залеганием [56].

Мощность морены – до 88 м.

Ледниковые образования. Краевая морена (g_{klllos}) находятся в тесной ассоциации с водно-ледниковыми отложениями.

Грядово-холмистый рельеф краевых аккумулятивных образований сильно расчленен. Относительная высота холмов составляет 30–35 м. Моренные гряды и холмы сложены большей частью несортированными пылеватыми пес-

ками и супесями, реже – суглинками с высоким содержанием гальки и валунов. Участками морена сложена мелкозернистыми пылеватыми песками без включений, иногда с линзами отмытых песков крупнозернистых с гравием и галькой. Ледниковые отложения сильно деформированы. Водно-ледниковые образования краевого комплекса в виде озоподобных гряд и камовых холмов представлены разнозернистыми песками.

Мощность – до 40 м.

Гляциофлювиальные образования (fllos) слагают зандры, озы, флювиокамы. Залегают отложения на осташковской или подпорожской морене. Гляциофлювиал представлен разнозернистыми песками и песчано-гравийным материалом. Пески тонко- и мелкозернистые, иногда гравелистые, желтовато-серые кварц-полевошпатовые, глинистые, карбонатные. Крупно-обломочный материал гравийных линз в песчано-гравийных толщах – плохо-окатанный, до 20–30 %, преимущественно кристаллических пород: граниты, гнейсы, основные породы, кварциты, реже – карбонатные породы.

Озы представлены маргинальными и радиальными грядами длиной до 20 км и относительной высотой до 30 м. Сложены они косослоистыми средне- и крупнозернистыми песками с прослоями и линзами галечников, с включениями гравия и валунов того же состава, что в морене.

В составе отложений, слагающих зандровые поля и террасы, преобладают мелко- и среднезернистые пески с прослоями и линзами гравелистых песков с галькой, реже галечников и валунников.

Днища ложбин стока и древние погребенные речные долины выполнены песками различной зернистости, часто с гравием и галькой, иногда со слоем валунника в низах толщи.

Мощность – до 30 м.

Ледниково-озерные образования (lglllos) слагают крупные приледниковые бассейны. В их составе преобладают серые, голубовато-серые, коричневые глины и суглинки, обычно ленточные, а также пески мелко- и тонкозернистые, изредка средне- и крупнозернистые сортированные, алевроиты или супеси горизонтально-слоистые. Гляциолимний слагает звонцы, лимнокамы.

В Онежском заливе Белого моря описываемые отложения представлены глинистыми песками и перекрывающими их ленточными глинами коричневого цвета с мощностью ритма 5–20 м. Данные палинологического анализа, выполненного Е. А. Спиридоновой, показали наличие во вмещающих осадках спорово-пыльцевых комплексов с господством пыльцы берез как древовидных, так и кустарничковых форм, и польней [47].

В Белом море у берегов Карелии и Архангельской области позднеледниковые отложения представлены ледниково-озерными слоистыми ленточными глинами коричневатого-серого цвета, накопление которых началось в раннем дриасе. Начиная с аллерёда, когда морские воды проникли во впадину Белого моря через Горло, слоистые осадки стали замещаться коричневатого-серыми и зеленоватого-серыми глинистыми осадками, в которых пресноводные комплексы диатомей сменялись солоноватоводными, что сопровождалось появлением фораминифер и первых моллюсков.

Мощность – до 80 м.

Морские образования (*mllos*) распространены на берегу Онежской губы Белого моря, где слагают четвертую и пятую террасы высотой 25–30 м [47]. Залегают на отложениях ледникового комплекса того же возраста. Они представлены песками различной зернистости, супесями, глинами, суглинками (изредка с галькой) мощностью 0,5–1,0 м (до 9 м) с остатками морских и пресноводных диатомей.

Озерные образования (*lillos*) широко распространены на равнинах заболоченных пространств Белозерско-Ковжской низины на абс. отм. 115–130 м. Залегают на ледниковых и ледниково-озерных отложениях того же возраста, перекрываются современными болотными и озерными отложениями. Представлены прибрежными фациями мелководных бассейнов. В составе преобладают пески тонко- и мелкозернистые полевошпат-кварцевые, слюдистые хорошосортированные, слабглинистые, местами со слабовыраженной горизонтальной слоистостью озерного типа, илы, иловатые глины, суглинки. Для минералогического состава озерных отложений характерно высокое содержание кварца (до 87,6%). В спорово-пыльцевых спектрах среди пыльцы древесных преобладает пыльца березы при незначительном содержании ольхи, сосны, ели [62].

Мощность – до 10 м.

Озерно-аллювиальные образования (*lallos*) распространены в южной части листа. Залегают они, как правило, на ледниково-озерных отложениях, иногда перекрываются современными озерными и болотными, в них часто врезаны аллювиальные отложения.

Разрез исключительно песчаный. Пески алевритистые или глинистые коричневатого- и желтовато-серые мелко-тонкозернистые полимиктовые, сортированные, однородные, иногда горизонтально-слоистые за счет более глинистых или алевритовых прослоев. Гравий и галька встречаются единично. Пятнами развито ожелезнение, иногда наблюдаются включения обугленной органики.

Мощности их обычно невелики – до 10 м.

Аллювиальные образования (*allos*) позднеледниковья слагают вторые и третьи надпойменные террасы наиболее крупных рек перигляциальной зоны валдайского оледенения относительной высотой 8–15 м. В составе аллювия преобладают разнозернистые горизонтально- и косослоистые пески с гравием и галькой.

ГОЛОЦЕН

Отложения голоцена встречаются на всей территории листа. Они объединяют морские, эоловые, аллювиально-морские, озерные, озерно-аллювиальные, аллювиальные и биогенные осадки, залегающие на различных генетических типах четвертичных отложений осташковского, подпорожского, московского горизонтов или коренных породах.

Аллювиальные образования (aH) объединяют русловые фации рек, осадки, слагающие пойму, первую надпойменную террасу высотой 1,5–

5,0 м и береговые валы. Залегают на более древних отложениях разного генезиса.

Первые надпойменные террасы сложены преимущественно песками разнотернистыми светло-серыми горизонтально- и косослоистыми. Имеются линзы супесей темно-серых и глин. В базальных слоях аллювия пески содержат примеси гальки и гравия, которые состоят из доломитов и кремней. Низкая и высокая поймы сложены мелкозернистыми песками светло-коричневыми, серыми, сильноглинистыми, иногда с растительными остатками, с волнистой и горизонтальной слоистостью. Старичные фации представлены глинами, илами, алевролитами серого и темно-серого цветов. Русловые отложения состоят из песчано-гравийного материала.

В составе отложений, слагающих береговые валы, пески различной зернистости с гравием и галькой.

В Архангельской области в аллювии р. Кокшеньга обнаружено большое количество тонкостенной ракушки пресноводных и наземных моллюсков голоцена – *Calba palustris* Mull., *Planorbis planorbis* L., *Bothiomphalus contortus* (L.), *Anisus venticulus* (Tr.), *Valvata naticina* Menke, *Bithyolia tentaculata* (L.). Палинологическая характеристика отложений свидетельствует об их формировании на протяжении бореального периода раннего, всего среднего и позднего голоцена [47].

Мощность аллювия – до 20 м.

Озерные образования (IН) приурочены к акватории и побережьям крупных озер (Онежское, Воже, Лача и др.) и многочисленных небольших озер. Они слагают днища озерных котловин, пляжи, террасы и береговые валы, иногда перекрыты торфами и залегают на отложениях разного возраста и генезиса. Среди осадков побережья крупных озер распространены пески различной зернистости и окраски, песчано-алевритовые, галечные и валунные (вдоль кромки берега) отложения.

На оз. Лача в разрезе отложений выделено пять зон, охарактеризованных спорово-пыльцевыми комплексами. Самой нижней зоне соответствуют заболоченные лесотундровые формации *Betula*, *Sphagnum*, *Cyperaccae* и др., отвечающие периоду относительного похолодания на рубеже 9500–10 000 лет т. н. Третий (атлантический) период осадконакопления соответствует климатическому оптимуму голоцена.

Голоценовый возраст осадков установлен и в других местах площади находками моллюсков *Valvata piscinalis* var. *borealis* Wilachevitch., *Limnaca auriculata* Mull., *Planorbis planorbis* L. и др. Спорово-пыльцевой комплекс соответствует зонам развития березовых лесов и полынно-марьевых группировок на открытых пространствах. Присутствие сфагновых мхов предполагает начало формирования сфагновых болот в холодных климатических условиях раннего голоцена.

Мощность – до 5 м.

Озерно-аллювиальные образования (IaН) связаны с озеровидными расширениями речных долин или дельтами крупных рек. Их литологический состав разнообразен – пески от тонко- до крупнозернистых полимиктовых, местами с примесью гравия и гальки (до 10–15%), хорошо сортированные, серого, коричневатого-серого цветов; алевролиты, глины, илы той же

окраски тонкослоистые. Залегают отложения на разных генетических типах осадков позднеледниковья, осташковского и подпорожского горизонтов, местами перекрыты торфами. Спорово-пыльцевые спектры указывают на атлантический, суббореальный и субатлантический периоды как время накопления лимноаллювия. В нем обнаружены тепловодные виды диатомей, обитающие в неглубоких прогреваемых бассейнах.

Мощность отложений – до 15,2 м.

Аллювиально-морские образования (amH) формировались и продолжают формироваться в устьевых частях рек; состав их преимущественно песчаный, в пределах Архангельской области песчаный, алевроитовый, глинистый, с илами. В низовьях рек – линзы автохтонного торфа. Аллювиомариний залегают на размывтой поверхности морских отложений нижней части голоцена. Мощность отложений достигает 14 м.

Морские образования (mH) развиты на суше вдоль побережья Белого моря, где они залегают на позднеледниковых морских осадках, морене последнего оледенения или коренных породах, перекрыты голоценовыми торфами, озерными осадками, аллювием. Мариний слагает морские равнины и террасы, поверхность которых часто осложнена береговыми валами. Террасы высотой 0,0–4,0 м; 4,5–7,5 м; 11,5–13,5 м. Прибрежные фации нерасчлененного голоценового мариния на суше представлены песками различной зернистости, супесями, реже – галечниками и валунниками. В песках и супесях встречаются маломощные прослойки глин и суглинков. Относительно глубоководные фации морских отложений, распространенные преимущественно во впадинах рельефа, представлены глинами, суглинками с редкими гравием и галькой, сменяющимися вверх по разрезу глинами, обогащенными органическими остатками.

Морские отложения в Белом море выполняют впадины рельефа и развиты вдоль береговой линии. В первом случае они представлены преимущественно зеленовато-серыми илами с гидротроилитом, во втором – хорошо сортированными песками волнового генезиса. Они покрывают около 50 % поверхности морского дна, а мощность их может достигать 10 м и более. Данные палинологического, диатомового и микрофаунистического анализов позволили четко выделить в морских отложениях атлантические, суббореальные и субатлантические слои. На большей части Онежского залива отсутствуют отложения атлантического возраста и более молодые песчано-глинистые суббореальные отложения с размывом перекрывают бореальные коричневатые глины.

Мощность мариния достигает 17 м.

Эоловые образования (vH) занимают крайне ограниченные площади и встречаются на побережье Онежской губы Белого моря на морских осадках, на речных террасах, террасах наиболее крупных озер и озерно-аллювиальных равнинах. Они слагают дюны, гряды и бугристые пески, характеризуются однородным составом тонко- и мелкозернистых кварц-полевошпатовых серовато-желтых песков. Начало их формирования относится к раннему голоцену. Мощность – до 18 м.

Палюстринные образования (plH) широко распространены и представлены торфами, слагающими верховые, переходные (сфагново-пушицевые и сфагново-осоковые олиготрофные) и низинные (осоково-

топяные, крупноосоковые и травяно-гипновые эвтрофные) болота. Наиболее крупные болотные массивы наблюдаются на низменных равнинах Русской плиты. Многочисленные мелкие болота встречаются в понижениях холмисто-грядового моренного и камового рельефа, а также вокруг озер. Радиоуглеродным методом Х. А. Арслановым определен абсолютный возраст (по ^{14}C) ряда образцов торфа из торфяников в пойме руч. Шидрый болота Большое (Вытегорский район) [56]. Возраст их колеблется в пределах 8190–1910 лет, что подтверждает голоценовый возраст торфяников.

Начало торфообразования тесно связано со временем дегляциации и колеблется от пребореального до субатлантического времени.

Мощность торфяных залежей – 0,5–10 м (иногда более).

Морские нефелоидные образования (mnH^{2-3}) занимают около 50 % поверхности морского дна. Они локализируются в депрессиях ледникового рельефа, вследствие чего мощность их чрезвычайно изменчива – от 1–2 до 10–15 м, в среднем составляет 5–6 м. В открытой части морского бассейна накопление алевропелитов (илов) начинается обычно с глубин 50–60 м, в губах – 5–10 м. Представлены мягкими зеленовато-серыми пелитами и алевропелитами с характерной пятнистостью, обусловленной черными стяжениями органического вещества и гидротроилита. Они согласно налегают на отложения раннего голоцена. В сторону берега или на поднятиях разрез средних–верхних голоценовых осадков сокращается, появляются тонкие песчаные прослои. В осадках отмечаются редкие раковины морских моллюсков или их детрит. Для наиболее верхних слоев часто отмечается заметное опесчанивание и появление отдельных зерен гравия и гальки. Отложения верхнего горизонта постоянно содержат большое количество зерен пыльцы и панцирей диатомей, а также редкие обломки мелких раковин морских моллюсков. Спорово-пыльцевые спектры характеризуются преобладанием древесных компонентов, а смена доминант в них позволила выделить атлантические, суббореальные и субатлантические слои голоцена [119]. В сокращенных разрезах происходит выпадение целых палиногоризонтов, что указывает на прерывистый характер осадконакопления. Состав диатомовых – морской, преимущественно арктобореальный. В устьях крупных рек в разрезе появляются солонатоводные, пресноводные виды.

Техногенные образования (tH^3) представлены насыпной фацией, отложениями построек и сооружений, отложениями «культурного слоя» и незначительной по площади агротехнической фацией. В составе отложений встречаются щебень, дресва, пески, супеси, суглинки. Мощность отходов деревообрабатывающих предприятий достигает 30 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО, ОСТАШКОВСКИЙ ГОРИЗОНТ – ГОЛОЦЕН

Озерные отложения (lllos-H) поздне- и послеледниковья залегают на морене, нередко перекрыты торфами и занимают небольшие площади, чаще всего тяготеющие к современным озерам и речным долинам. В их составе отмечены глины и супеси, сменяющиеся книзу мелкозернистыми песками с прослоями тонкозернистых глинистых песков (до 2–3 см).

Мощность озерных отложений – до 4 м.

Озерно-аллювиальные образования (allos-H) развиты в восточной части листа. Их выходы, тяготеющие к речным долинам, закартированы вдоль рек Емца, Сев. Двина, Вага, разрез вскрыт многочисленными скважинами. Залегают они, как правило, на осташковских ледниково-озерных отложениях, иногда перекрываются голоценовыми озерными и болотными, в них часто врезаны аллювиальные отложения. Озерно-аллювиальные образования выполняют понижения в рельефе на абс. отм. 30–60 м.

Разрез исключительно песчаный. Пески алевритистые или глинистые коричневатого- и желтовато-серые мелко-тонкозернистые полимиктовые, сортированные, однородные, иногда горизонтально-слоистые за счет более глинистых или алевритовых прослоев, суглинки косослоистые. Гравий и галька встречаются единично. Пятнами развито ожелезнение, иногда наблюдаются включения обугленной органики.

В разрезах на р. Вага у дер. Сметанино из нижней части этих отложений получены OSL датировки 12 ± 1 , 13 ± 1 , 19 ± 1 тыс. лет, подтверждающие их возраст.

Мощности их обычно невелики – до 2–4 м, максимальные – 10 м.

Морские образования (mllos-H) распространены по побережью Белого моря, соответствуют слоям португалия, в понимании М. А. Лавровой и осадкам пребореальной трансгрессии по Э. И. Девятовой [85]. Залегают на ледниково-озерных глинах либо морене осташковского горизонта. Они представлены тонкослоистыми глинами, реже суглинками, сменяющимися песчаными и галечно-песчаными отложениями в верхних и нижних частях разреза. Результаты диатомового анализа свидетельствуют о формировании их в бассейне, соленость которого не достигала современной солености Белого моря. По результатам палинологического анализа, формирование морских осадков началось в позднем дриасе и завершилось в пребореальный период.

Мощность осадков – до 20 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО – ГОЛОЦЕН

Элювиально-делювиальные образования (edlll-H) имеют локальное распространение в пределах возвышенности Ветреный Пояс. Залегают они с поверхности на вершинах и склонах холмов и гряд по периферии выходов дочетвертичных пород на дневную поверхность. Отложения являются продуктами механического разрушения этих пород, представлены щебнисто-глыбовым материалом с суглинками и супесями. Они частично включают коллювиальные, пролювиальные, десерпционные и солифлюкционные образования, не выражающиеся в масштабе карты. Глыбы, в редких случаях, достигают размеров 10 м в поперечнике, образуя хаотическое нагромождение друг на друга, в целом же мощность отложений составляет до 3 м.

ЛИТОЛОГИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Первые сведения о характере донных отложений Онежского озера были получены в процессе гидрографических исследований под руководством Ф. К. Драженко в 1890-х годах, когда выполнялись визуальные описания с выделением «илов, песков и каменистых грунтов». В 1903 г. Н. Н. Пушкаревым и в 1914 г. К. К. Гильзенот отобраны образцы поверхностных отложений, для которых были впервые выполнены гранулометрический и химический анализы. В 1924–1932 гг. в Онежском озере работала экспедиция Государственного гидрологического института. На основании 1500 визуальных определений донных отложений В. М. Александровым была составлена карта донных отложений. В 1964–1970 гг. на Онежском озере работала комплексная экспедиция Лаборатории озероведения совместно с рядом карельских учреждений, которой были отобраны образцы поверхностных отложений на 377 станциях. Обобщение данных, собранных к началу 1970-х годов, в том числе схемы распределения поверхностных осадков представлено в монографии Н. И. Семеновичем (Семенович, 1973).

Изучение поверхностных донных отложений были проведены с 1996 по 2002 год в рамках незаконченного объекта «Геологическая съемка масштаба 1 : 500 000 дна Онежского озера» (объект «Онежский озерный»). Работы выполнялись ФГУНПП «ПМГРЭ». Целевым назначением работ являлось создание комплекта карт геологического содержания дна и островов Онежского озера в масштабах 1 : 500 000 и 1 : 200 000, пригодных для использования при подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 (полистно, новая серия), Госгеолкарты-1000 (третье поколение). К сожалению, эти работы были закрыты в 2002 г. без проведения камеральной обработки полевых материалов, что привело к тому, что многие участки озера не были охвачены геологическими работами (донное опробование, картировочное бурение скважин), в частности в центральной части акватории озера (листы Р-36-XXII, Р-36-XXIV, Р-37-XIX). Соответственно, не были подготовлены и полноценные картографические материалы.

Новый этап исследований был начат в 2014 г. в рамках комплексной Программы по изучению палеогеографии и формирования палеоландшафтов в позднем неоплейстоцене и голоцене в крупных озерных и морских бассейнах по восточной периферии Балтийского кристаллического щита, которая была предложена сотрудниками Института водных проблем Севера КарНЦ РАН с привлечением геофизиков из МГУ им. М. В. Ломоносова, а также

сотрудниками Института наук о Земле СПбГУ. В рамках этой программы в 2016 г. были проведены комплексные геолого-геофизические работы на полигоне «Петрозаводская губа» (Алешин и др., 2018). Эти работы были продолжены в 2017 и 2018 годах.

Основные факторы седиментогенеза

Водосборный бассейн Онежского озера общей площадью 51 540 км² имеет асимметричную конфигурацию – большая часть расположена на северо-западе и востоке и меньшая – на юго-западе и севере. Северная часть водосбора расположена в области Балтийского кристаллического щита, южная сложена палеозойскими осадочными породами. Мощность четвертичных отложений на площади водосборного бассейна изменяется в широких пределах. Наиболее крупные притоки Онежского озера – реки Шуя, Суна, Лижма впадают в него в западной части бассейна. Водосборы этих рек обладают высоким коэффициентом озерности, что снижает роль речного стока в балансе поступающего в бассейн седиментации материала, количество речной взвеси оценивается величиной менее 20 г/м³. Неравномерное поднятие берегов и отдельных участков озерного ложа оказывает влияние на процесс осадкообразования. В южной части озера, где наблюдается трансгрессия, отдельные участки южных и юго-западных берегов интенсивно размываются. На юго-восточном и южном берегах также происходит размыв береговых валов, который сопровождается их развеиванием и образованием дюн и поступлением песчаного материала в акваторию. Течениями материал перемещается вдоль берегов (Семенович, 1973).

Мощность покрова современных отложений в южной части котловины Онежского озера незначительна, что указывает на преобладающие условия подводного транзита либо отсутствие седиментации в настоящее время. Современные озерные отложения характеризуются очаговым распространением и приурочены к пониженным частям донного рельефа. Севернее, в зоне прохождения 50-метровой изобаты, наблюдается повышение мощности современных озерных отложений, представленных алевро-пелитовыми илами, наибольшие мощности которых наблюдаются у восточного берега. Аккумулятивные условия также преобладают во всех заливах. Седиментационные условия в Заонежском и Повенецком заливах существенно отличаются, так как характеризуются достаточно интенсивной расчлененностью рельефа дна и наличием обширных выходов ледниковых и флювиогляциальных отложений, что предопределяет мозаичное чередование зон подводного размыва, транзита и нефелоидной аккумуляции (Беляев и др., 2021).

По данным изотопных исследований (вертикальное распределение активности ¹³⁷Cs и ²¹⁰Pb в кернах донных отложений из разных районов Онежского озера), скорость осадконакопления оценивается в 0,10 см/год в северо-западной и южной частях озера и 0,06 см/год в центральной части озера. Распределения ¹³⁷Cs в вертикальных разрезах донных отложений Онежского озера характеризуются увеличением концентрации ¹³⁷Cs к верхним интервалам, начиная с глубины 11–12 см (Мал. и Бол. Онего) и 7 см (Центральное Онего) (Страховенко и др., 2020).

Гранулометрический состав донных отложений

Моногранулярные осадки занимают 47 %, бигранулярные – 53 % картируемой площади Онежского озера.

Моногранулярные отложения представлены галькой, гравием, песками, алевритами и пелитами.

Галька, гравий (Г,Гр) формируют отмостки, сформировавшиеся на подводном береговом склоне и поверхности подводных поднятий в зонах интенсивного размыва. Поля этих отложений картируются в виде узкой полосы на подводном береговом склоне вдоль юго-западного берега озера между Свирской и Пухтинской губ, от Петрозаводской губы до мыса Ламбинаволок, по периферии п-ова Чаж, к югу от о. Бол. Клименецкий, между восточным берегом Заонежского залива и о. Петрило и к юго-востоку от о. Хед.

Пески (П) образуют наибольшие по площади поля в юго-западной части картируемой площади – от Свирской губы (включая площадь самой губы) до Кондопожской губы. Песчаные отложения также развиты в зонах подводного размыва вдоль восточного берега Онежского озера и Заонежского залива, а также вдоль западного берега Заонежского залива от мыса Тамбиц-Нос до п-ова Клим.

Бигранулярные отложения представлены в пределах картируемой площади галечно-гравийными песками, алевритовыми песками и алевритовыми пелитами.

Галечно-гравийные пески ((Г,Гр)П) образуют локальное поле в южной части картируемой площади.

Алевритовые пески (АП) выделяются в виде значительных по площади полей в центральной части озерной котловины (в зонах транзита), покрывают наибольшую площадь Кондопожской губы, в заливах Бол. Онего и Повенецкий.

Алевритовые пелиты (АПл) развиты в зонах нефелоидной седиментации в наиболее грубоководной части озерной котловины, а также в кутовых частях заливов (Петрозаводская губа, Бол. Онего, Великая губа, Повенецкий), в зонах крайне слабого гидродинамического воздействия на дно.

Песчаные алевриты (ПА) выделены в Онежском заливе. Содержание алевритовой фракции в песчаных алевритах изменяется от 51 до 62 %, песчаной – от 35 до 44 %, примесь пелита – менее 10 %. Формируются в условиях умеренного гидродинамического режима.

Пелитовые пески (ПлП) выделяются в виде локальных полей по периферии зон нефелоидной седиментации и достаточно широко развиты по всей площади дна Онежского озера.

Тригранулярные осадки (миктиты) развиты достаточно локально в центральной части Онежского залива.

Из мелкообломочных миктитов, выделенных на литологической карте, наиболее широко распространены **песчано-пелито-алевритовые (ППлА)** и **песчано-алеврито-пелитовые (ПАПл)**, связанные фациальными переходами. Глубины их встречаемости изменяются в широких пределах: от уреза воды в прибрежной зоне до 100–150 м на склонах желобов. Пространственно они совпадают с выявленными по данным высокочастотного профилирования абразионными участками морского дна.

Генетические типы донных отложений

Отложения Онежского озера и Белого моря в основном относятся к *терригенному* генетическому типу. Грубообломочные отложения (галька, гравий, гравийно-галечные пески) формируются в обстановках *интенсивного подводного размыва*. На относительно поднятых участках дна в обстановках *ненакопления* (транзита) осадки могут быть классифицированы как *палимпсестовые*. Глубоководные участки озерной котловины, а также кутовые участки бухт в зонах слабого гидродинамического воздействия характеризуются *нефелоидными* условиями седиментации.

Характеристика минерального состава донных отложений

Донные отложения наследуют минеральный состав терригенного материала, поступающего в него с речным стоком и аэрозолями. Среди аутигенных минералов преобладают халцедон, Fe-иллит, и Fe-хлорит, являющиеся основными концентраторами Fe, установлены также собственные минеральные фазы Fe, Mn (аморфный и кристаллический гётит, бернессит, прохроит, пиролюзит, вивианит, родохрозит, сидерит) (Страховенко и др., 2018).

Минеральный состав гомогенных алевропелитовых отложений одинаков в разных ядрах донных осадков озера. Основными компонентами являются гидрослюда, каолиниты, хлорит, амфиболы, полевые шпаты, кварц. Кроме того, в глинистой фракции присутствуют смешанослойные слюдо-монтмориллонитовые и хлорит-монтмориллонитовые (вермикулитовые) образования (Семенович, 1973).

Осадочная последовательность гомогенных серо-зеленых глин отличается только присутствием незначительной примеси темноцветных и акцессорных минералов и многочисленными прослойками разного цвета (черного, кремового и зеленого). Их численность и распределение сильно отличаются как по глубине ядра, так и между ядрами одного района озера. Черные слои сложены пиролюзитом, бернесситом, кремовые – родохрозитом, сидеритом, зеленые – фосфатом железа (вивианит) (Страховенко и др., 2020).

МАГМАТИЗМ

В настоящей главе дается характеристика плутонических комплексов, иногда образующих вулканоплутонические ассоциации (ВПА). Среди них по возрасту выделяются породы архея и протерозоя, привязанные к региональной шкале. Комплексы рассматривались с учетом требований Петрографического кодекса [138] и сводной Легенды Балтийской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения [207, 209]. Комплексы в ряде случаев не имеют собственных географических названий, что связано с неравномерной их изученностью и малым числом валидных петротипов [216]. Основой определения времени формирования комплексов являются геологические соотношения пород, их отношение к процессам метаморфизма и ультраметаморфизма и определения изотопного возраста.

При определении геологического возраста плутонических образований позднего протерозоя учтены материалы Дополнения 4 к Стратиграфическому кодексу России [179]. Плутонические комплексы обычно обнаруживают тесные пространственные и генетические связи с определенными СФО или СФЗ, но иногда располагаются независимо в пределах самостоятельных плутонических зон (ПЗ), секущих СФЗ или СФО. Метаморфические комплексы различаются ассоциациями в различной степени мигматизированных и гранитизированных метаморфических пород. Часто они пространственно сопряжены с крупными полями разгнейсованных мигматит-плагиогранитов, мигматит-диоритов, границы которых условны. Эти обширные территории развития мигматитов, гнейсов и гнейсогранитов обособляются в плутоно-метаморфические районы (ПМР) или области (ПМО).

Ниже дается характеристика плутонических и метаморфических комплексов.

АРХЕЙСКИЙ АКРОН

Магматические комплексы архея на территории листа разделяются на саамско-среднелопийские и лопийские. К саамским и саамско-среднелопийским плутоно-метаморфическим комплексам относятся группы мигматит-диоритовых и мигматит-плагиогранитовых пород, преобладающих по площади среди архейских образований на территории листа. В них объединены близкие по составу, структурно-текстурным признакам и тектоническому положению, но, возможно, различные по возрасту и генезису породы ряда

кварцевый диорит – тоналит – трондьемит, что делает иногда условным выделение и картирование самостоятельного комплекса. Общими особенностями образований обеих групп являются повсеместная мигматизация, интенсивное рассланцевание и огнейсованность, сформированные в течение нескольких временных этапов. Косвенные данные свидетельствуют, что эти образования являются древнейшими из гранитоидов.

Соотношения между мигматит-плагиогранитовыми и мигматит-диоритовыми комплексами часто не ясны, но в отдельных случаях установлено, что мигматит-плагиограниты содержат реликты мигматит-диоритов и совместно с ними объединяются некоторыми авторами в нерасчлененную ассоциацию тоналит-трондьемитовых гнейсов (TTG) [113, 115].

Магматические породы лопия представлены раннелопийскими плутоно-метаморфическими образованиями и плутоническими комплексами, среди которых выделяются средне- и позднелопийские.

СААМСКИЙ ЭОН

Саамские плутоно-метаморфические комплексы

Мигматит-диоритовый комплекс ($m\delta SM$). Наиболее уверенно образования мигматит-диоритового комплекса выделяются в пределах Водлозерского плутоно-метаморфического района (ПМР). В районе р. Сухая Водла находится петротип этого комплекса, описанный С. Б. Лобач-Жученко [113, 114]. Современное распространение древнейших мигматит-диоритов отражает, вероятно, не только площади их возникновения, но связано и с интенсивностью позднейшей переработки. Породы комплекса образуют фрагменты различных размеров среди более молодых образований, иногда более 200 км².

Комплекс образован гнейсовидными породами от мелко- до крупнозернистых серого, буровато-серого цветов. Структура их гранитовая, реже гранит-порфировая, минеральный состав (%) наименее измененных разностей: плагиоклаз (55–60), кварц (15–20), биотит и (или) роговая обманка (10–20). Весьма характерны грубополосчатые мигматиты, в которых полосчатость обусловлена чередованием прослоев, в различной степени обогащенных темноцветными минералами. По химическому составу породы отвечают габбро-диоритам, диоритам, кварцевым диоритам и тоналитам; наиболее широко распространены кварцевые диориты. Все они, как правило, содержат мелкие линзы амфиболитов, которые рассматриваются одними исследователями как реликты исходных пород среди мигматит-диоритов и гнейсо-диоритов, другими – как разлинзованные дайки основного состава. Наибольшее число датировок, полученных U-Pb методом по цирконам, имеется для района оз. Водлозеро [199]. Гнейсы района р. Водла имеют возраст 3151 ± 18 млн лет [49]. Для лейкосомы в мигматитах из этого же района получен возраст 3210 ± 12 млн лет. Возраст ядер цирконов (после аэробразии) оказался равным 3500 ± 60 млн лет, а возраст, определенный при помощи SHRIMP анализатора, 3500 ± 90 млн лет [47].

Для цирконов из включений биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсо-тоналитов в древних мигматитах в районе руч. Лайручей определен изохронный возраст 3166 ± 14 млн лет, а для их ядер – 3400 ± 200 –170 млн лет. Для большинства пород, отнесенных к этому комплексу, характерны развитие наложенных процессов и изотопный возраст среднего лопия.

Саамско-среднелопийские плутоно-метаморфические комплексы

Плутоно-метаморфические комплексы неразделенные (m δ SM-LP₂) представлены мигматит-диоритами, кварцевыми гнейсо-диоритами, теньвыми кварцевыми мигматит-диоритами, гранодиоритами и плагиогнейсогранитами. Эти комплексы распространены в Водлозерском ПМР. Они могут частично включать в себя близкие по составу и текстурам, но более молодые по возрасту позднелопийские породы, но критерии их различия отсутствуют. Вместе с тем, они содержат реликты саамского мигматит-диоритового комплекса и совместно с ним объединяются некоторыми авторами в нерасчлененную ассоциацию тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ) [199]. Соотношения этих образований с породами лопийских зеленокаменных поясов и метаморфическими образованиями архея затушеваны более поздними процессами метаморфизма и гранитообразования. По данным геологосъемочных работ и тематических исследований [192], мигматит-плагиограниты являются древнейшими из гранитоидов и иногда содержат реликты мигматит-диоритов саамия.

Комплексы сложены мелко- и среднезернистыми гранитоидами светло-серого, серого цветов. Они содержат (%) кварц (28–52), плагиоклаз (35–65), биотит (до 10), мусковит (< 4), эпидот, сфен (2–3); иногда присутствует микроклин (до 10–15), возникновение которого связано с процессами калиевого метасоматоза. Структура породы гранобластовая, лепидогранобластовая, иногда гипидиоморфнозернистая или катакластическая. Весьма характерны гнейсовидность и полосчатые мигматитовые текстуры, вызванные чередованием прослоев и полосовидных участков, обогащенных биотитом, и лейкократовых крупнозернистых тоналитов. По содержанию SiO₂ и щелочей все они относятся к гранодиоритам, тоналитам, плагиогранитам, реже – кварцевым диоритам или лейкоплагиогранитам и являются высокоглиноземистыми, существенно натриевыми.

По петрографическому составу, текстурно-структурным особенностям, содержанию микроэлементов и генезису породы саамского и саамско-раннелопийского комплексов близки. Все они относятся к высокоглиноземистым, высоконатриевым породам и отличаются высокими содержаниями Ni, V, пониженными количествами U, Th при преобладании последнего. Отличия их от пород саамия связаны с содержаниями калия, количество которого в наименее измененных диоритах саамия не превышает 1 %, в то время как в саамско-раннелопийских – более 1 %. Практически все исследователи отмечают, что породы этих комплексов возникли в результате метасоматических процессов и мигматизации при замещении пород мантии или гнейсов (в том числе т. н. «серых гнейсов»).

Изотопный возраст пород комплекса установлен U-Pb методом по цирконам только для района оз. Водлозеро [114, 189]. Возраст дайки амфиболитов

в районе р. Водла, прорывающей тоналитовые гнейсы, определен в 3128 ± 86 млн лет. На смежном листе Р-36 для гранодиоритов и тоналитов р. Выг возраст равен 3138 ± 63 млн лет, а для тоналитовых гнейсов района оз. Палая Ламба – 3100 ± 60 млн лет. Результаты изотопного датирования позволяют отнести породы комплекса к позднему архею. По данным В. П. Чекулаева (1996 г.), в районе оз. Водлозеро распространены наиболее древние (саамские?) породы комплекса, в то время как на остальной территории они образовались позднее (в лопии). Необходимо подчеркнуть, что для рассматриваемых комплексов характерно ареальное распространение и отсутствие интрузивных соотношений.

ЛОПИЙСКИЙ ЭОН

РАННЕЛОПИЙСКАЯ ЭРА

Группа плутоно-метаморфических мигматит-плагиогранитовых комплексов ($m\gamma LPr$). Эти образования широко распространены на всей территории Карело-Беломорской структурно-формационной области (СФО). Они образуют вытянутые в северо-западном направлении гнейсо-гранитные ареалы площадью до первых тысяч квадратных километров, которые разделяют линейные зеленокаменные структуры. В краевых частях широко развиты позднелопийские мигматит-анатектит граниты. Ареалы отличаются однородностью внутреннего строения и выдержанностью состава и структурно-текстурных характеристик слагающих его пород. Преобладают плагиограниты (трондьемиты), состоящие из олигоклаза, кварца, биотита, вторичных хлорита, эпидота, серицита. Особенностью плагиогранитоидов являются повышенная железистость и повышенное содержание Sr. Данные об абсолютном возрасте мигматит-плагиогранитов этих районов отсутствуют.

Наиболее древние породы, преимущественно тоналиты, с возрастом 3240 ± 11 млн лет (U-Pb метод по цирконам, SHRIMP-II), установлены в центральной части Водлозерского ПМП в районах р. Лайручей, среднего течения рек Водла, Винела и Черева. Тоналиты содержат ксенолиты более древних амфиболитов и прорваны разновозрастными дайками метагаббро и амфиболитов, диоритов, трондьемитов, интрузиями габброноритов-диоритов. Следующий этап представлен интрузиями тоналитового состава с подчиненной ролью трондьемитов и редкими включениями кварцевых диоритов в качестве ранней фазы. Фрагменты массивов выявлены на окраине Водлозерского ПМП на смежном листе Р-36 в среднем течении р. Выг, где интрузии тоналитов-трондьемитов прорывают гнейсы и амфиболиты неясного возраста. Отличительной особенностью плагиогранитоидов является выдержанная порфировидная структура и тесная связь с амфиболит-гнейсовой ассоциацией. Изотопный возраст цирконов из кварцевого диорита и трондьемита на листе Р-36-ХII, определенный методом SHRIMP-II, равен, соответственно, 3140 ± 12 млн лет и $3144 \pm 9,7$ млн лет [49]. Возраст гнейсов и амфиболитов, прорванных аналогичными тоналитами в среднем течении р. Водла, соответственно 3151 ± 18 и 3128 ± 86 млн лет [47].

Плагиогранитоиды состоят (%) из олигоклаза – 50–70, кварца – 20–40, биотита – 6–10, роговой обманки – 0–3, эпидота – 5–8, вторичных микрокли-

на и альбита – до 5. Акцессорные минералы – циркон, апатит, сфен, магнетит, рутил, редко ортит. Их химический состав характеризуется повышенными содержаниями Ca, Mg, Ti и низкими содержаниями Rb, Y, Nb, Th, U, Ba.

Таким образом, комплексы мигматит-плагиогранитов сложены породами ряда тоналит-грондъемит с полосчатой и гнейсовидной текстурой. Их особенностью является большое количество ксенолитов амфиболитов и гнейсов, сопоставимых с породами зеленокаменных поясов. Также нередко отмечаются будинированные дайки амфиболитов и пород средне-кислого состава, прорывающие тоналиты-грондъемиты. Из особенностей химического состава плагиогранитоидов отмечается относительно высокая магнезиальность и повышенные содержания стронция.

Приведенная характеристика саамско-среднелопийских и раннелопийских комплексов позволяет предположить, что они не являются интрузивными, а возникли в коре практически *in situ* под влиянием температур и потоков флюидов.

СРЕДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРА

Хаутоваарское время

Плутонические комплексы

Плагиогранитовый комплекс (γLP_2) образует массивы различной размерности, преимущественно тяготеющие к периферии Сумозерско-Кенозерской СФЗ (Токшо-Кенозерская подзона). Комплекс образован почти исключительно породами кислого состава, прорывающими вулканиты среднего лопия. В целом массивы плагиогранитового комплекса отличаются большой однородностью. Слагающие его плагиограниты представлены мелкозернистыми, среднезернистыми, иногда до крупнозернистыми, породами. Они содержат (%) кварц (29), плагиоклаз (53), биотит (до 9), второстепенные минералы – мусковит, хлорит, эпидот (до 6), встречаются единичные зерна микроклина. Плагиоклаз (An_{8-16}) сильно сосюритизирован, биотит изменен и образует небольшие чешуйки и агрегаты, кварц гранулирован. Граниты преимущественно обладают бластогипидиоморфной структурой. Их химический состав меняется от тоналитов до низкощелочных гранитов. Они относятся к группе лейкократовых, высокоглиноземистых пород с высоким содержанием Na_2O (до 5 %) и высоким отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} - 1,6-2,5$. Породы отличаются весьма низким содержанием U, отношение $\text{Th}/\text{U} - 15-18$ [32]. Внутри СФЗ (район Лайручья) их возраст, определенный U-Pb методом по цирконам, равен $2976 \pm 2,5$ и 2987 ± 11 млн лет [199].

ПОЗДНЕЛОПИЙСКАЯ ЭРА

Гимольское время

Магматические породы этого возраста относятся к двум группам комплексов. Одна из них предшествует главной складчатости (син- и позднескладчатые) вторая является постскладчатой.

Комплекс мигматит- и анатектит-гранитов плутоно-метаморфический ($m\alpha\gamma LP_3$). Этот комплекс гранитоидов развит в Водлозерском ПМР, мигматизирует осадочно-вулканогенные толщи как среднего, так и позднего лопия и часто содержит их реликты [32, 166]. Состав гранитоидов комплекса достаточно пестрый и контролируется составом мигматизируемых пород субстрата. Отмечаются все переходы от полосчатых и тонкополосчатых мигматитов до массивных гранитов; в ряде случаев наблюдается совместное развитие полосчатых гранитных мигматитов и теневых гранитов.

Для пород комплекса характерны массивные и полосчатые, реже гнейсовидные, текстуры. Структуры средне- и мелкозернистые гранобластовые, реже лепидогранобластовые. Главные минералы гранитоидов: кварц (20–40 %), плагиоклаз (35–60 %), биотит (3–10 %), микроклин (20–45 %). В плагиоклазах (An_{4-24}) на границе с микроклином возникает альбитовая кайма и мирмекитовые вросстки кварца. Микроклин решетчатый, с каплевидными обособлениями кварца и плагиоклаза, пертиты редки. Изотопный возраст мигматитов (U-Pb, по циркону) по данным А. Ф. Макеева, равен 2773 ± 13 млн лет.

Плутонические комплексы

Эндербит-чарнокитовый комплекс ($e-\check{c}LP_3$). Породы комплекса развиты ограниченно только на восточном берегу Онежского озера (Водлозерский ПМР). Они образуют небольшие по площади массивы среди пород саамского и саамско-лопийского возраста и часто содержат реликты последних. Для пород этого комплекса характерно большое количество послонных жил и прожилков кварц-микроклинового гранитного материала. Границы массивов резкие, иногда постепенные.

В районе Онежского озера они представлены натриевыми гранодиоритами, эндербитами, двупироксеновыми кварцевыми диоритами и ортоклазовыми чарнокитами [100]. Наиболее распространенными породами являются гранодиориты, состоящие из плагиоклаза (An_{25-35}) в количестве до 55–60 %, кварца 25–36 %, нерешетчатого антипертита и единичных зерен микроклина, гиперстена, диопсида, амфибола, суммарное количество которых не превышает 10 %. Кварцевые диориты отличаются большей основностью плагиоклаза, меньшим содержанием кварца (до 10 %) и большим количеством темноцветных минералов (до 15 %).

Для ограниченно развитых диоритов типичен андезин (№ 35–37), среди темноцветных минералов (25–30 %) – гиперстен, диопсид, амфибол и биотит. Для чарнокитов характерен более кислый плагиоклаз (№ 15–25) в количестве до 35 %, ортоклаз – 30–35 %, кварц – 30–35 %, биотит и хлорит – до 3–5 %. Чаще всего породы комплекса являются среднезернистыми и обладают структурой, переходной от гипидиоморфнозернистой к гранобластовой с элементами катаклаза и метасоматического замещения. По данным В. Э. Пилацкого и В. А. Богачева, по химическому составу эндербиты относятся к известково-щелочной серии нормального ряда, являются высокоглиноземистыми, железомagneйскими, низкотитанистыми породами калиево-натриевой серии. Чарнокиты относятся к гранитам нормального ряда, умеренно богатым щелочами и пересыщенными SiO_2 . Всеми исследователями отмечается приуроченность пород

комплекса к районам развития гранулитовой фации метаморфизма. Возраст этого метаморфизма, определенный по цирконам U-Pb методом, равен 2650 ± 45 млн лет (район пос. Шальский) [189].

Каменноозерский комплекс базит-гипербазитовый ($v-\sigma LP_3k$). Интрузии комплекса широко развиты во всех зеленокаменных структурах Киричской и Маткалахтинской СФЗ и в Водлозерском ПМР, а также на листе Р-36 в Сайозерско-Шилосской ПЗ (Коросозерская и Южно-Выгозерская зеленокаменные структуры) [47–49]. К ним относятся массивы и дайки, сложенные метаультрабазитами, метапироксенитами и метагабброидами.

Образования комплекса развиты среди метавулканитов киричской свиты золотопорожской серии и вождозерской толщи и пространственно тяготеют к граничным зонам их развития. Подавляющее число интрузий занимает субсогласное положение среди вмещающих пород и, будучи приуроченными к системам продольных разломов, контролирующим развитие зеленокаменных структур, они образуют протяженные (десятки километров) линейные пояса, представленные цепочками малых интрузивных тел ультрамафитов, преимущественно линзовидной или дайкообразной формы. Интрузивные пояса отчетливо выражены в магнитном поле протяженными аномальными зонами, образованными цепочками локальных, преимущественно небольших по размерам, аномалий высокой (до 1500 нТл) интенсивности, фиксирующих массивы ультрамафитов. В гравитационном поле лишь наиболее крупные из массивов проявлены в виде слабopоложительных аномалий поля силы тяжести. Предположительно, локальный контроль размещения интрузий определяется древними «шовными» зонами зеленокаменных структур субмеридионального–северо-западного простирания, испытавшими неоднократные процессы активизации [48, 49].

В наиболее мощных телах наблюдается дифференциация от оливинитов до габбро, менее мощные тела не дифференцированы и представлены отдельными представителями этого ряда. Первичные интрузивные породы – оливиниты, пироксеновые оливиниты, гарцбургиты, верлиты, орто- и клинопироксениты, габбро, претерпели интенсивные вторичные преобразования и практически утратили своей первоначальный облик. Наиболее изменены ультрамафиты, они повсеместно превращены в хризотилитовые, лизардитовые, антигоритовые серпентиниты, а в зонах тектонических нарушений и приконтактовых частях массивов – в тальковые, карбонат-тальковые, тремолитовые, хлоритовые, как правило, рассланцованные породы.

Интрузии габброидов имеют более сложное внутреннее строение, характеризующееся чередованием лейкократовых и меланократовых разностей. Как в лейкократовых, так и в меланократовых метагаббро наблюдаются прослой плагиоклазитов (эпидозитов), которые образуют жильные выположения мощностью от первых сантиметров (в меланократовых габброидах) до 30–50 см (в лейкократовых габброидах). Рудная минерализация в габброидах представлена титаномagnetитом, отмечается вкрапленность пирита, пирротина и халькопирита, последний редко образует гнезда (размером до 2 см в поперечнике) в карбонатных прожилках.

Среди образований каменноозерского комплекса преобладают однородные, недифференцированные пластовые и линзовидные тела длиной до 2–3 км

и мощностью до 300 м, сложенные аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами.

Многофазные дифференцированные интрузии Вожминской группы наиболее полно представлены в Каменноозёрской зеленокаменной структуре. Наиболее крупный массив имеет субмеридиональное простирание. Его длина – около 20 км при ширине 300–1200 м. Гипербазиты здесь преимущественно представлены антигоритовыми серпентинитами с реликтами гарцбургитов, в краевых частях которых развиваются тальк-хлоритовые, хлорит-тремолит-серпентиновые породы. Массивы контролируются зонами региональных разломов и прорывают складчатые и метаморфизованные породы золотопорожской серии с возрастом 2875 млн лет, а также породы киричской свиты [57].

В формировании гипербазитов выделяются две стадии – ранняя стадия образования тел оливинит-верлитового состава и поздняя – возникновения секущих даек верлит-клинопироксенит-габбрового и габбро-клинопироксенитового составов. Тела гипербазитов обладают слабо выраженной расслоенностью.

Первая интрузивная фаза характеризуется дифференциацией прямого ряда: (оливинит) – перидотит – пироксенит – габбро. Ультрамафиты претерпели интенсивные вторичные преобразования и превращены в хризотиловые, лизардитовые, антигоритовые серпентиниты.

Оливиниты повсеместно преобразованы в апооливинитовые петельчатые серпентиниты зеленовато-серого цвета. Петельчатая структура обусловлена замещением полигональных контуров оливина (размером 0,3–1,5 мм) поперечно-волокнистым серпентином (хризотилом), по которому частично развивается более поздний антигорит. Иногда промежутки между поперечно-волокнистым серпентином заполнены тонкопластинчатым серпентином и тальком, который начинает прорасти антигоритом. Редко встречаются волокнистые структуры и реликты сидеронитовых структур. В отличие от перидотитов, в метаоливинитах слабо проявлена антигоритизация, апосерпентиновые изменения представлены незначительным (до 10–15 %) оталькованием, с которым связано появление более поздних лепидобластовых структур.

Перидотиты повсеместно преобразованы в антигоритовые серпентиниты (зеленовато-черные породы), преимущественно, со структурами псевдоморфного замещения, лепидобластовой, гранобластовой, массивной, реже – пятнистой текстурой. Состоят из серпентина (антигорита) – 70–98 %, с переменным количеством карбоната (сидерит, реже анкерит) – 0–40 %, талька – до 20 %, магнетита – 2–15 %.

Антигорит обычно пластинчатый, мелкозернистый бледно-зеленый до бесцветного. Полностью замещает оливин, в основном с сохранением первичных изометричных и полигональных контуров зерен, размером до 1,5 мм, часто оконтуренных пылевидными скоплениями магнетита. Интерстиции между псевдоморфозами по оливину выполнены антигоритом бледно-зеленого цвета с сероватыми цветами интерференции, развитому по пироксену, спайность которого подчеркивается скоплением пылевидного магнетита. Лепидобластовая структура обусловлена тонкопластинчатым, реже – тонковолокнистым агрегатом антигорита с пылевидными включениями магнетита

в виде прерывистых прожилков и пятнообразных включений. Гранобластовые структуры обычно связаны с появлением зерен карбоната изометричной формы среди агрегатов антигорита. Участками наблюдается более поздний антигорит, часто крупнопластинчатый.

Образования второй фазы развиты в меньшем объеме и представлены сложнодифференцированными дайковыми телами верлит-клинопироксенит-габброноритового или плагиовестерит-габброноритового состава. К последней группе, достаточно условно, отнесены многочисленные дайкоподобные и пластовые интрузии мощностью до 200 м и длиной до 10–12 км разнообразного состава – оливиновых меланогабброноритов, титаномагнетитовых долеритов, титаномагнетитовых роговообманковых габбро, амфибол-кварц-альбитовых гранофилов. Эти массивы тесно ассоциируют с дифференцированными массивами габбро-перидотитов второй группы [47].

Метаморфизованные пироксениты, которые занимают незначительный объем в строении комплекса и образуют маломощные тела, обычно в приграничных частях ультрабазитов. Представляют собой зеленовато-серые до темно-зеленого цвета породы, панидиоморфнозернистой (для слабо измененных пород), гранонематобластовой структуры, массивной и сланцеватой текстур. Слабоизмененные разности состоят из клинопироксена (до 74 %), ортопироксена (до 5 %), амфибола (10–12 %), эпидота (10–15 %), хлорита, лейкоксена (доли процента). Обычно пироксениты преобразованы в тремолитовые, хлорит-тремолитовые, хлорит-карбонат-тремолитовые породы и сланцы. Тремолит с характерными «занозистыми» окончаниями замещает пироксен, по трещинам сам замещается хлоритом и карбонатом.

Габброиды представлены двумя разновидностями, имеющими в своем составе разные пропорции темноцветных минералов и плагиоклаза. Первая группа включает лейкократовые разности (лейкогаббро или габбро-анортозиты), которые сложены: амфиболом (30 %), развивающимся по пироксену; полностью сосюритизированным плагиоклазом (до 70 %), редкими, крупными, соразмерными с минералами общей массы, зернами наложенного карбоната (до 1–2 %), небольшим количеством кварца. Структура породы гранобластовая. Габброамфиболиты второй группы более меланократовые и содержат заметно больше амфибола (60–70 %), частично эпидотизированного (до 35 %), нацело сосюритизированного плагиоклаза и небольшое количество кварца. Структура породы нематогранобластовая.

По химическому составу породы отвечают габбро. Обе группы габбро-амфиболитов каменноозерского комплекса, в сравнении с вмещающими основными метавулканитами, имеют более низкие концентрации TiO_2 (0,34–0,58 %), Fe_2O_3 (8,08–10,4 %), Y (8–14 мкг/г), Nb (0,63–1,1 мкг/г), Zr (19–30 мкг/г), Hf (0,55–1,06 мкг/г), повышенные содержания CaO (10–16 %) и высокую магнезиальность (0,56–0,76). Габбро каменноозерского комплекса характеризуются плоскими графиками распределения редкоземельных элементов ($La_N/Yb_N = 0,53–0,79$) с самыми низкими содержаниями P3Э, превышающими хондритовое в 4–7 раз при общей их сумме 11–18 мкг/г.

Примером интрузий этого типа может служить крупный Каменноозерский массив, приуроченный к Каменноозерской зоне разломов, с которым связано сульфидно-никелевое оруденение. Массив состоит из трех фрагментов – Вож-

минского, Кумбуксинского, Светлоозерского, предположительно, слагавших первоначально единое интрузивное тело сложного строения, протянувшееся на 20 км при мощности от 300 до 800 м. Массив имеет повсеместно выдержанное закономерное строение (снизу вверх): дуниты (до 500 м), верлиты (до 300 м), оливиновые клинопироксениты и клинопироксениты (до 80 м), габбро (до 300 м). По имеющимся данным, массив представляет собой сложное двухфазовое образование [57]. Первая фаза – гипербазитовая, в основном представлена мономинеральными серпентинизированными дунитами с сингенетической рудной вкрапленностью хромита и сульфидов. Их соотношения составляют: пирротин – 60–70 %, пентландит – 30 %, халькопирит – 5–10 %. Содержание сульфидов в породе колеблется широко, вплоть до образования редких горизонтов сидеронитовых вкрапленных сульфидно-никелевых руд с содержанием до 1 % NiO. Хромит присутствует в постоянном количестве (0,5–1 %).

Верлиты содержат до 30 % клинопироксена, по составу отвечающего маложелезистому авгиту. Магматогенный клинопироксен резко ксеноморфен по отношению к оливину и цементирует зерна последнего. Рудный парагенезис верлитов качественно аналогичен дунитовому.

Вторая фаза – габброиды со слабой вертикальной дифференциацией от габбро до анортозитов. Подверженные локальной цоизитизации и амфиболизации габброиды частично сохранили первичный состав (плагиоклаз № 45–52, клинопироксен). Характерна редкая сингенетическая вкрапленность сульфидов железа и меди (пирротин, пирит, халькопирит), а также титаномagnesита.

Сильная степень метаморфической переработки с утратой реликтово-псевдоморфных структур не позволяет детально реставрировать их исходное строение, но не затушевывает основные признаки пород этого массива, заключающиеся в следующем.

1. Двухфазовое строение массивов с обязательной пространственной ассоциацией дунитов с габброидами и развитием реакционных клинопироксенитов за счет эндоконтактных пород массивов.

2. Монотонность петрографического разреза со слабой вертикальной дифференциацией массивов обеих фаз (дуниты–верлиты, габбро–меланоанортозиты).

3. Моно-биминеральный состав гипербазитов (оливин ± клинопироксен) с ведущей ролью оливина и подчиненной – пироксена.

4. Слабая изменчивость петрохимических характеристик для дифференциатов ультраосновной магмы при общей высокой степени фракционирования расплава (габброидная–гипербазитовая фаза).

Отличительной чертой всех массивов является наличие многочисленных зон расланцевания, милонитизации, брекчирования в приконтактных, реже центральных частях. В зонах тектонических нарушений серпентиниты интенсивно оталькованы, хлоритизированы и карбонатизированы. Часто породы превращены в сланцы преимущественно тальк-карбонатного состава. Для них характерна лепидогранобластовая структура и брекчиевидная, сланцеватая, очковая текстура. Мощность таких зон достигает 30 м. Контакты массивов с вмещающими породами характеризуются зонами интенсивного раслан-

цевания и милонитизации, захватывающими как массив, так и вмещающие породы. Находящиеся в эндоконтактах metabазальты, спилиты и андезитовые порфириты также интенсивно рассланцованы и преобразованы в сланцы эпидот-актинолитового и хлорит-актинолитового состава, часто окварцованные и графитизированные. Мощность зоны измененных пород в экзоконтакте – 20 м.

С телами недифференцированных гипербазитов связаны проявления хромовых руд, хризотил-асбестовая и убогая никелевая минерализация. К многофазным массивам приурочены месторождения Co-Cu-Ni руд с повышенными содержаниями ЭПГ, асбеста и талька.

Определение значения изотопного возраста пород каменноозерского комплекса было произведено на площади листа Р-36-ХII в двух пробах, U-Pb методом SHRIMP-II и составило 2840 ± 5 и 2818 ± 14 млн лет [49].

Диоритовый комплекс (δLP_3). Мелкие массивы кварцевых диоритов локализованы в северо-западной части Киричской СФЗ [57]. Массивы перекрыты чехлом четвертичных отложений, оконтурены по геофизическим данным, дешифрированию аэрофотоснимков, изучены по керну скважин. Интрузии в плане представляют собой эллипсообразные массивы диаметром от 1,5 до 5–7 км. Породы, слагающие интрузии, имеют низкие магнитные параметры, среднюю плотность от 2850 до 27 000 кг/м.

Установлено, что интрузии прорывают осадочно-вулканогенные образования киричской свиты. Это позволяет трактовать возраст становления массивов комплекса как позднелопийский. Контакты с вмещающими ранне-средне-лопийскими гранитоидами и образованиями киричской свиты интрузивные и тектонические.

Формирование массивов происходило в одну фазу, о чем свидетельствует однородность и постоянство вещественного петрографического состава и текстурно-структурных особенностей. Породы их полнокристаллические, в основном среднезернистые массивные. Отмечаются директивные текстуры, выраженные в ориентировке темноцветных минералов. Наиболее характерна призматическизернистая структура с элементами бластокатакластической. Состав пород определяется различными сочетаниями кварца, плагиоклаза и биотита. Плагиоклаз (30–50 %) переполнен мелкими зернами цоизита, эпидота, серицита, хлорита и раскислен до альбита. Амфибол (20–30 %) представлен псевдоморфозами бледного актинолита по первичной роговой обманке. Содержание (%): кварца – 5–20, биотита – 6–8; из второстепенных и аксессуарных минералов отмечаются длиннопризматический апатит – до 1, лейкоксенизированный сфен – 1–2, присутствуют также магнетит, циркон, рутил, халькопирит, пирит.

Для кварцевых диоритов всех массивов характерно пониженное количество щелочей при резко подчиненном – калия (отношение $Na_2O : K_2O$ до 30 : 1). Содержание микроэлементов близко к кларковым. Рудная минерализация в породах этого комплекса не выявлена.

Пегматиты (ρLP_3) крайне незначительно распространены на территории листа и установлены в естественных обнажениях среди амфиболитов и гнейсо-гранитов в Водлозерском ПМР.

В районе оз. Волоцкое встречена серия секущих пегматитовых жил мощностью до 5 м. Одна из жил прослежена по простиранию на 80 м. Контакты жил крутопадающие на юго-запад под углом 80°. Жилы имеют слабозональное строение. В центре располагается крупнозернистый графический плагио-микроклиновый пегматит с таблитчатым зеленоватым мусковитом и дымчатым темным кварцем. Краевые части жил обычно сложены мелкозернистым сахаровидным кварц-альбитовым агрегатом с отдельными кристаллами мусковита и розового граната спессартин-альмандинового ряда. Альбит развивается также по трещинам и секущим зонкам, частично замещая крупные кристаллы белого или розового микроклина.

В виде акцессорных минералов встречаются апатит, магнетит, танталит-колумбит.

Группа гранитовых комплексов (γ LP₃) (в том числе Кубовский и Охтомозерский массивы). Эти комплексы моложе андезибазальтовых вулканитов киричской свиты. Образования широко распространены в Карельской СФО. Группа комплексов выделена условно и объединяет породы интрузивных массивов, близких по возрасту, но различающихся по составу. Это связано с недостаточной картографической изученностью гранитоидных комплексов на территории и невозможностью их разделения на Госгеолкарте-1000/3.

Морфологически выделяются трещинные интрузии в зонах разломов в краевых частях зеленокаменных структур и куполовидные массивы в центральных частях более древних гранито-гнейсовых «куполов» (Кубовской, Охтомозерский). Все интрузии обладают автономной внутренней структурой, являются постскладчатыми и дискордантными с признаками кристаллизации в спокойных тектонических условиях. Размеры массивов колеблются от первых десятков до первых сотен км².

В их составе, как правило, выделяются две, реже, три фазы. Первая представлена амфибол-биотитовыми и биотитовыми гранодиоритами, вторая – биотитовыми гранитами, третья – биотитовыми и мусковит-биотитовыми лейкогранитами и пегматоидными гранитами. Характерной особенностью гранитоидов является трахитоидная и порфириовидная текстура. Граниты отличаются выдержанностью петрографического состава и присутствием плагиоклаза и микроклина примерно в равных количествах, хотя имеются различия, в которых микроклин преобладает. Количество кварца в породах колеблется в пределах 20–30%, биотита, почти нацело замещенного хлоритом, – 1–5%. Решетчатый микроклин образует крупные таблицы (до 0,8 см) с пертитовыми вростками альбита. Микроклин развит также в основной массе, в виде мелких ксеноморфных зерен. Плагиоклаз (An_{20–22}) образует идиоморфные зерна, в контакте с микроклином раскисляется до № 4–10. Акцессорные минералы во всех фазах одинаковы и представлены апатитом, титанитом, ортитом, цирконом, ильменитом и магнетитом.

Граниты калиево-натриевые, нормальной щелочности, низкоглиноземистые и низкотитанистые. Геохимическими особенностями гранитов являются высокие содержания рубидия, свинца, тория, урана, редких земель, молибдена, низкие содержания стронция, лития и резко дифференцированные содержания циркония, иттрия, ниобия в породах разных фаз.

По данным изотопного датирования U-Pb изохронным методом по цирконам, возраст Охтомозерского массива 2700 ± 30 млн лет, Кубовского – 2680 ± 40 млн лет [135].

РАННЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Сумийское время

Плутонические комплексы

Бураковский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс ($U\sigma - vKR^1/b$). Наиболее ярким представителем этого комплекса является крупнейший в Европе Бураковский расслоенный плутон (массив), расположенный к востоку от Онежского озера в одноименной ПЗ. Большая его часть (примерно две трети) расположена на листе Р-37.

Бураковский массив был выявлен в начале 1950-х годов при разбуривании крупной магнитной аномалии. С 1964 г. Карельской геолого-разведочной экспедицией здесь проводились геолого-поисковые работы с целью комплексного изучения данного объекта и оценки его рудоносности. Параллельно проводились и специальные петролого-геохимические исследования этого интрузива сотруниками институтов РАН Москвы, Санкт-Петербурга и Петрозаводска.

По результатам геологосъемочных [214, 215] и научно-исследовательских работ [94, 130, 131, 190, 110, 111 и др.], по мере накопления фактического материала уточнялось геологическое строение массива. Анализ и обобщение результатов многолетнего изучения позволил установить ряд важных особенностей формирования и минерагенической специализации Бураковского массива [213].

Массив приурочен к глубинному разлому северо-восточного простирания, обладает длиной около 50 км при ширине до 13–17 км, площадь массива – 630 км². Массив имеет лополитообразную форму. Контакты интрузива с вмещающими породами резкие, причем южные и юго-восточные наклонены несколько круче (45–70°), чем северные и северо-западные (40–45°). Разломами северо-западного простирания массив разделен на три блока (с северо-востока к юго-западу) – Аганозерский, Шалозерский и Бураковский (Авдеевский). Геолого-геофизическими исследованиями [136] показано, что, имея в целом лополитообразную форму, интрузив отчетливо делится на две части: корытообразную, включающую Бураковский и Шалозерский блоки, и воронкообразную – Аганозерский блок. Бураковский блок слагает юго-западный сектор массива и частично находится на листе Р-36. Шалозерский и Аганозерский блоки полностью расположены на листе Р-37, первый – в центральной, второй – в северо-восточной части массива. Максимальная глубина залегания подошвы интрузива наблюдается в воронкообразном Аганозерском блоке, мощность которого превышает 8 км. Для корытообразной части массива глубина залегания подошвы колеблется от 7,5 км в Бураковском до 6,5 км в Шалозерском блоках.

Породы массива прорывают гранитоиды и гнейсы архея. В свою очередь они прорваны жилами гранитов рагнозерского комплекса этого же геологи-

ческого возраста и дайками габброидов Пудожгорского массива людиковийского возраста.

По данным различных авторов [131, 190, 214, 215], в вертикальном разрезе массива выделяется пять зон (снизу вверх): перидотитовая, пироксенитовая, габбро-норитовая, пижонитовых габбро-норитов и феррогаббро-норитов и габбронорит-диоритов. Зоны выделены на основе парагенезиса кумулятивной фазы. В разрезе выделяются два маркирующих горизонта, имеющих площадное распространение: Главный хромитовый горизонт (ГХГ), разделяющий образования ультраосновной (перидотитовой) и пироксенитовой зон, и висячий горизонт основных–ультраосновных пород (ГОУП) в основании габбро-норитовой зоны. Нижняя и верхняя границы пироксенитовой зоны проведены соответственно по подошве ГХГ и ГОУП. Границы между остальными зонами имеют постепенный характер и определяются по преобладанию в разрезе той или иной разновидности пород.

Для первой зоны она представлена ассоциацией оливин + хлорит, для второй – ортопироксен + клинопироксен ± оливин ± хромит; для третьей зоны – ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз ± оливин; для четвертой зоны характерна ассоциация пижонит + клинопироксен + плагиоклаз и для пятой – пижонит + клинопироксен + плагиоклаз + титаномагнетит.

Перидотитовая зона включает нижние горизонты расслоенной серии в обоих телах. Эта зона образована оливин-хромшпинелевыми кумулатами (оливин –10–80%; авгит – 15–85%; присутствует бронзит – 2–20%; плагиоклаз – 0–8%, № 53–61) и хризотил-лизардитовыми серпентинитами по оливинитам. Ее мощность в Аганозерском блоке составляет примерно 6 км, в то время как в Шалозерском и Бураковском – около 2 км. Верхние границы зоны в обоих телах резкие и в большинстве скважин совпадают с Главным хромитовым горизонтом. Большая часть пород зоны в разной степени серпентинизирована.

В пределах Аганозерского блока по соотношениям кумулятивных и интеркумулятивных минералов выделяются две подзоны: нижняя – дунитовая (мощность более 2500–3000 м), образованная дунитами, почти лишенными интеркумулуса, и верхняя – перидотитовая (мощность ~200–400 м), сложенная преимущественно пойкилитовыми перидотитами с относительно высоким содержанием интеркумулятивных минералов, в основном пироксенов, реже – плагиоклаза и флогопита. В обеих подзонах наблюдается неясно выраженная ритмичность с уменьшением содержания оливина от подошвы (до 95%) к кровле (до 50%) ритмов.

Хромшпинелиды в верхней части разреза зоны образуют несколько рудных горизонтов мощностью от 0,5 до 4,5–7 м. Наиболее мощный из них – Главный хромитовый горизонт – прослеживается в самом верху зоны и чаще всего располагается у границы с пироксенитовой зоной. Мощность горизонта существенно варьирует, в некоторых скважинах он отсутствует. Внутреннее строение ГХГ характеризуется переслаиванием перидотитов, хромитов и дунитовых прослоев. Содержания хромшпинели колеблются от 10–15 до 60–70%. Зерна размером от первых долей миллиметра до 1–2 мм образуют мно-

гочисленные скопления, в редких случаях – включения в оливине и прожилки среди интеркумулятивных минералов.

В восточной части Аганозерского блока в верхах ультраосновной зоны, выше ГХГ, выделяется так называемый якозерский горизонт, объединяющий несколько сближенных по разрезу маломощных хромититовых прослоев.

В Шалозерском и Бураковском блоках изучены лишь самые верхние горизонты ультраосновной зоны мощностью до 300 м, сложенные пойкилитовыми перидотитами. В изученном разрезе по составу интеркумулуса наблюдается слабо выраженная ритмичность: в основании ритмов в интеркумулусе преобладает ортопироксен, а в кровле – плагиоклаз и флогопит. Мощность ритмов увеличивается вверх по разрезу от 5–10 до 30–35 м. В кровле зоны в большинстве скважин здесь, как и в Аганозерском блоке, наблюдается рудный хромитовый горизонт.

Пироксенитовая зона мощностью 190–200 м вскрыта на дочетвертичном эрозионном срезе в Аганозерском блоке и фрагментарно представлена в Шалозерском и Бураковском блоках, где ее мощность составляет 20–80 м. Верхняя граница зоны устанавливается по появлению кумулятивного плагиоклаза.

В Аганозерском блоке пироксенитовая зона сложена преимущественно клинопироксенитами и вебстеритами и их оливиновыми разновидностями, с прослоями лерцолитов, гарцбургитов и ортопироксенитов. Эта зона характеризуется крайней неустойчивостью структур и текстур с широким развитием грубозернистых до пегматоидных разновидностей. Кумулятивные структуры здесь встречаются редко, зато широко развиты метасоматические гранобластовые зубчатые структуры. Наиболее распространенный в этой зоне минерал – инвертированный пижонит-авгит, который замещает более ранние минеральные кумулятивные фазы, представленные оливином, авгитом и ортопироксеном, с образованием практически мономинеральных клинопи-роксенитов. В клинопироксенитах не наблюдаются хромшпинелиды, вместо них очень ограниченно развивается магнетит.

Судя по имеющимся данным, замещению здесь подвергались оливин-хромитовые, ортопироксеновые и дупироксеновые кумулаты. В некоторых скважинах вдоль границы пироксенитовой и ультраосновной зон устанавливается своеобразная переходная зона мощностью в несколько метров, где происходит интенсивное замещение перидотитовых кумулатов клинопироксенитовым агрегатом с образованием своеобразных пятнистых пород с реликтовыми участками перидотитового состава. Другой особенностью пород зоны является большое количество обычно округлых изолированных включений преимущественно кварц-карбонатного состава размером от долей миллиметра до 2–3 мм, расположенных обычно внутри зерен пироксенов, а также в промежутках между ними. Кроме того, в клинопироксенах с «твидовой» структурой распада твердого раствора встречены микровключения кварц-карбонатного состава. Такие «микроминдалекаменные» клинопироксениты являются особенностью именно этой зоны и не типичны для других частей разреза интрузива.

В отличие от Аганозерского блока, в Шалозерском и Бураковском зона сложена кумулятивными пироксенитами и имеет в целом трехчленное строе-

ние. В нижней части мощностью 20–50 м преобладают вебстериты и оливиновые вебстериты (авгит + ортопироксен ± оливиновые кумулаты), а верхняя, мощностью до 25 м, сложена орто- и двупироксеновыми кумулатами. В средней части разреза пироксенитовой зоны выделяется маркирующий горизонт перидотитов, мощность которого возрастает от периферии (не более 2 м) к центральной части интрузива (десятки метров). Горизонт представлен оливин-хромитовыми кумулатами с содержанием оливина до 75 %.

Габброноритовая зона хорошо проявлена в центральной части Аганозерского блока, где она имеет мощность до 500 м и отмечена в периферической части Шалозерского и Бураковского блоков. Нижняя граница зоны определяется устойчивым появлением в разрезе кумулятивного плагиоклаза, а верхняя – появлением кумулятивного инвертированного пижонита.

В пределах центральной части *Аганозерского тела* габброноритовая зона подразделяется на две подзоны – нижнюю, полосчатую, подзону мощностью около 200–250 м (ГОУП) и верхнюю подзону примерно такой же мощностью, сложенную преимущественно габброноритами.

Полосчатая подзона характеризуется переслаиванием вебстеритов, ортопироксенитов, норитов, габбро, габброноритов и габбро-анортозитов. По соотношениям кумулятивных минералов в разрезе можно выделить несколько ритмов мощностью от 20 до 185 м с нечеткими границами. В нижней части каждого ритма преобладает клинопироксен и присутствуют оливин и хромшпинель, исчезающие вверх по разрезу, где преобладающую роль в габброноритах играет ортопироксен. Именно с верхними частями ритмов связаны горизонты обогащения сульфидами и минералами платиновой группы.

Верхняя подзона состоит в основном из габброноритов с прослоями габбронорит-анортозитов. Наблюдается грубая расслоенность, выраженная в чередовании мезо- и лейкократовых разновидностей пород. Кумулятивные минералы: плагиоклаз (65–78 %), авгит (7–14 %), ортопироксен (5–20 %).

В Шалозерском и Бураковском блоках габброноритовая зона имеет мощность до 100 м, образована преимущественно габброноритами с прослоями анортозитов, норитов и габбро и в целом напоминает верхнюю подзону габброноритовой зоны в Аганозерском теле. Вверх по разрезу происходит увеличение доли ортопироксена от суммарного содержания пироксенов в породе. Количество кумулятивного плагиоклаза варьирует в пределах 55–70 %. Среди интерстициальных минералов отмечаются кварц, магнетит и апатит, а также убога пентландит-пирит-халькопиритовая сульфидная минерализация.

Зона пижонитовых габброноритов в основном наблюдается в пределах Шалозерского и Бураковского блоков и очень ограниченно развита в центральной части Аганозерского блока.

Зона образована габброноритами с инвертированными пижонитом и пижонит-авгитом (плагиоклаз-двупироксеновые, реже – плагиоклазовые кумулаты). В разрезе зоны наблюдается плохо выраженная расслоенность, обусловленная чередованием прослоев мезо- и лейкократовых разновидностей габброноритов мощностью от 1,5 до 10 м. Практически во всех изученных образцах в количестве до 5 % присутствуют интерстициальные кварц, биотит и калиевый полевой шпат, а также магнетит и апатит. Пироксены часто амфиболизированы. Нередко габбронориты секутся телами плагиомикроклино-

вых гранитов мощностью 0,5–50 м. В верхней части зоны в нескольких скважинах среди габброноритов встречен горизонт плагиоклазовых гарцбургитов мощностью от 0,6 до 2,2 м.

В центральной части Аганозерского блока лишь в верхах разрезов нескольких скважин отмечаются габбронориты с кумулятивными зёрнами инвертированного пижонита, которые можно отнести к зоне пижонитовых габброноритов.

Зона магнетитовых габбронорит-диоритов является самой верхней в разрезе расслоенной серии в пределах Шалозерско-Бураковского тела и отсутствует в Аганозерском теле. Кумулус состоит из инвертированных пижонит-авгита (10–29%) и пижонита (9–22%), магнетита и титаномагнетита (обычно 3–12%) и плагиоклаза (42–75%) состава олигоклаз-андезин; иногда в верхней части зоны отмечаются интерстициальные калиевый полевой шпат и кварц, а также апатит.

Краевая зона массива представлена чередованием мелкозернистых габброидов. Они наблюдаются в виде полосы мощностью не более 200–400 м вдоль периферии массива. Наиболее полный разрез представлен в Бураковском блоке, где наблюдается переход от приконтактовых мелкозернистых габброноритов через мелко-среднезернистые габбронориты к плагиоклазовым вебстеритам и далее через их оливиновые разновидности к породам расслоенной серии.

Жильные породы в пределах Бураковского плутона наиболее распространены в Шалозерском и Бураковском блоках. Здесь они представлены жилами мощностью от первых метров до нескольких десятков метров, среди которых преобладают микрогаббронориты и габбронорит-пегматиты.

Метасоматиты. В Бураковском плутоне обнаружены значительные скопления пород гидроталькит-серпентинитового состава, слагающие крупные линзовидные тела внутри серпентинитовых блоков. Несмотря на идентичный серпентинитам вещественный состав, указанные породы обладают набором необычных свойств и особенностей, ставящих их в разряд весьма перспективного полезного ископаемого на никель и магнезиальное сырьё.

Важнейшим свойством является способность пород интенсивно разлагаться в растворах минеральных кислот при нормальных условиях. При этом уже в первые часы выщелачивается 70–90% никеля и 25–50% MgO, что отличает их как от пород группы ультрамафитов, так и руд никеля и магния. Эти породы были названы *кемиститами*. Предложенный для них и вошедший в производственную практику новый термин «кемиститы» (от финского слова «kemia» – «химия») отображает наиболее важный диагностический признак – наличие геохимически подвижных форм ценных компонентов (Ni и Mg).

Кемиститы отличаются от всех известных метасоматических, а также выветрелых пород по целому ряду признаков и, в первую очередь, по вещественному составу. Парагенезис кемиститов (лизардит + гидроталькит) в совокупности с прочими признаками свидетельствует об их происхождении в процессе низкотемпературного водно-углекислотного аутометасоматического изменения ультраосновных пород, являющегося завершающей стадией серпентинизации в условиях повышенного парциального давления CO₂.

В числе главных диагностических признаков кемиститов отмечаются следующие.

1. Полная серпентинизация пород с развитием парагенезиса лизардитита (в качестве второстепенных отмечаются хризотил, реже – антигорит) и гидроталькита (пироаурит, бруньятелит, колингит и др.). Переменное количество магнетита и хромита. Отсутствие или нехарактерность брусита и простых карбонатов (кальцит, магнезит, доломит). Практически полное отсутствие как сульфидных, так и силикатных минералов никеля или существенно обогащенных им минералов.

2. Постоянная примесь коллоидной, частично гидратированной, рентгено-аморфной фазы, диагностированной как Ni-содержащие Fe-Mg гели.

3. Высокое (более 36 %) содержание MgO (или более 42 % на сухое вещество) при повышенной окисленности железа. Повышенное количество CO₂ (1–3 %) и кристаллизационной H₂O (15,0–17,5 %), пониженное содержание серы (0,01–0,1 %).

4. Высокое, по сравнению с другими породами аналогичного состава, содержание кислоторастворимых минерально-геохимических форм Mg, Fe, Ni при рядовом для ультрамафитов валовом содержании этих элементов: Ni – 0,3–0,45 %, MgO – 36–40 %, Fe₂O₃ – 6–15 %.

5. Физико-механическая метастабильность, выражающаяся в самопроизвольном разрушении породы до рыхлого состояния при извлечении из недр. По гранулометрическому составу пород в конечной стадии саморазрушения выделены алевритовые, песчаные, дресвяные и щебнистые разновидности, а также их смеси. Нечасто, но отмечаются и массивные разновидности кемиститов пониженной прочности и повышенной кислоторастворимости.

6. Чрезвычайно низкое удельное сопротивление пород (35–65 Ом/м) и высокая поляризуемость (до 10–15 %), благодаря чему кемиститовые залежи фиксируются интенсивными аномалиями электропроводимости и поляризуемости МПП, ВП, ДИП и пр.

7. Высокая пористость пород (3–12 %). Высокая минерализация поровой влаги и трещинных вод внутри кемиститов, натриево-хлоридный состав воды.

8. Особая геологическая позиция кемиститов в ядрах крупных изометричных, однородных по составу блоков нацело серпентинизированных ультрамафитов ряда оливинит–дунит. Значительные (сотни метров) мощности кемиститовых тел.

9. Отсутствие типичных признаков кор выветривания (например, отсутствует характерная инфильтрационная зона карбонато- и магнезитообразования).

Кемиститы пространственно связаны с гидроталькит-лизардитовыми серпентинитами, нигде не выходят за их пределы и имеют в целом линзовидно-пятнистое распространение.

Самая значительная кемиститовая залежь имеет в плане форму асимметричной дуги размером около 12 × 3,5 км, более широкую на севере, которая окаймляет с востока и севера хромитоносную мульдзу габброноритов. В настоящее время залежь разбурена по сети 1600 × 800 м до глубины 200 м. Имеются отдельные пересечения до глубины 350 м, скв. 20 глубиной 1400 м

вскрыла кемиститы до глубины около 900 м, где они путем «переслаивания» на интервале глубин 850–1100 м переходят в серпентинизированные ультрамафиты. Выявлены следующие геологические черты внутреннего строения кемиститовой залежи.

В разрезе залежь имеет форму крупной линзы со сложными очертаниями и мощностью не менее 800 м. Осевая плоскость линзы имеет субгоризонтальное залегание. Геологические контуры залежи визуально определяются по механической нестабильности кемиститов и проводятся по границе дресвяно-щебнистых и массивных разновидностей. Верхняя толща мощностью 20–70 м – это массивные разновидности, которые зачастую по высокой кислоторастворимости и минеральному составу соответствуют кемиститам и также являются рудой.

Внутреннее строение залежи определяется распределением гранулометрических разновидностей кемиститов. Наиболее нестабильные (алевроитовые и песчаные) кемиститы залегают в центре мегалинзы, которые к ее краям сменяются на более грубые: дресвяные и щебнистые. Характерно их сложное взаимочередование. Как правило, кемиститы глубоко проникают в виде отдельных линз в боковые серпентиниты, а кемиститовые блоки заключают в себе безрудные блоки серпентинитов. Контуры залежи как полезной толщи уточняются по результатам рядовых анализов керновых проб по высокой кислоторастворимости полезных компонентов.

Возможность расчленения серпентинитов по магнитным свойствам помогла выделить внутри Аганозерского блока зонально-концентрическое строение, возникшее вследствие чередования магнитных и слабомагнитных lizardитов. В направлении от центра к периферии число зон не остается постоянным. Максимальное количество наблюдается в направлении на восток, где насчитываются пять слабомагнитных и четыре магнитные дуги. Их ширина колеблется от сотен метров до 1,5–2,0 км.

Важной особенностью вещественного состава кемиститов Бураковского плутона является нетипичность брусита, который отмечается достаточно редко и в основном в серпентинитах периферической части массива. Также нехарактерны и простые карбонаты. Практически 89–90% CO_2 входит в состав минералов группы гидроталькита. Наличие этой минеральной группы отчетливо устанавливается по излишку CO_2 и H_2O по сравнению с эталонным бруситом, содержащим серпентинитом, для которого типично содержание 0,6–1,0% CO_2 . Этот излишек достигает 1–5% для CO_2 и 2–3% – H_2O в пересчете на гидроталькиты. Установлено, что содержание CO_2 и нормативного количества гидроталькитов увеличивается к центру кемиститовой залежи.

Налицо все факторы самостоятельного гидротермально-метасоматического процесса: 1) существование особого гидротермального раствора; 2) перевод компонентов в подвижное состояние; 3) образование новых пород с собственными минеральными парагенезисами; 4) изменение минерального и петрохимического состава субстрата; 5) особые геолого-тектонические и физико-химические условия процесса. Метасоматические изменения, приводящие к образованию кемиститов, несомненно, являются закономерным звеном в процессе автометаморфизма ультрамафитов и, вероятно всего, на завершающей стадии общего процесса серпентинизации.

Химический состав пород Бураковского плутона в большинстве случаев характеризуется сочетанием относительно высоких содержаний магния и высоких концентраций SiO_2 при низких содержаниях титана, щелочей, тяжелых РЗЭ, Nb, Y [190].

Все породы бураковского комплекса обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Sr), а габброиды – легких РЗЭ при более низких содержаниях тяжелых РЗЭ и титана; содержания последнего значительны только в габброноритах с кумулятивным титаномагнетитом.

Породы различных блоков Бураковского плутона обладают однотипными фракционированными спектрами распределения РЗЭ. В ряду от ультраосновных кумулатов из низов разрезов обоих тел плутона к габброноритам их верхних частей наблюдается закономерное увеличение суммарных концентраций РЗЭ от 10 до 72,8 ppm в Шалозерском и Бураковском блоках и от 2,5 до 20,6 ppm в Аганозерском блоке. Вверх по разрезам также происходит последовательное обогащение легкими РЗЭ, что отчетливо иллюстрируется возрастанием отношения Ce/Yb от 4,1 до 6,9 в Шалозерско-Бураковском теле и от 1,5 до 4,5 в Аганозерском [190]. Повышенные содержания РЗЭ фиксируются также в перидотитах маркирующих горизонтов относительно пород ультраосновной зоны, что может указывать на обогащенный характер расплавов, сформировавших перидотиты.

Характер распределения РЗЭ в породах Бураковского плутона близок к наблюдаемому в породах аналогичных расслоенных интрузивов на Балтийском щите. Породы тел Бураковского плутона имеют однотипные графики распределения РЗЭ, характеризующиеся ростом концентраций РЗЭ вверх по разрезу при увеличении доли легких РЗЭ, свидетельствующем о накоплении последних в остаточном расплаве при направленном затвердевании интрузивов. Вместе с тем наблюдается обогащенность пород Шалозерского и Бураковского блоков РЗЭ относительно близких по составу пород Аганозерского блока, указывающая, вероятно, на относительную обогащенность и первичного расплава (или расплавов), сформировавших эти блоки.

По мнению Е. В. Шаркова и В. Ф. Смолькина [191], геохимические особенности пород обоих тел Бураковского плутона и пород Авдеевской дайки свидетельствуют о том, что эти породы сформировались за счет расплавов кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии. Подобные расплавы, произошедшие за счет крупномасштабной ассимиляции мантийными магмами корового материала, являются специфической особенностью магматизма раннего палеопротерозоя и широко проявлены на всех докембрийских щитах.

Изотопный возраст, полученный Sm-Nd методом по породе и минералам, равен 2340 ± 31 млн лет [195]. Возраст, определенный по цирконам U-Pb методом [14], составляет 2433 ± 4 млн лет (Шалозерский блок) и 2430 ± 5 млн лет (Аганозерский блок). Возраст Авдеевской дайки, согласно данным Sm-Nd изотопии, составляет 2436 ± 46 млн лет ($\zeta_{\text{Nd}} = -1,5$), т. е. ее формирование происходило почти одновременно с образованием Шалозерско-Бураковского тела плутона [190]. Все датировки соответствуют сумию.

Для Бураковского плутона характерно хромитовое, титаномагнетитовое, платинометаллическое, силикатное магний-никелевое оруденение.

Монастырский перидотит-пироксенит-габброноритовый комплекс ($v\sigma-vKR_1^1m$). К нему отнесены интрузии района оз. Монастырское в одноименной ПЗ.

В настоящее время на территории листа Р-37-VIII установлено два массива этого комплекса. Они характеризуются приуроченностью к зонам крупных глубинных разломов (Южному и Монастырскому), одинаковым набором пород, общими чертами внутреннего строения и петрохимических особенностей. Интрузии представляют собой лополитообразные тела, вытянутые в субширотном или субмеридиональном направлении на 6–6,5 км при ширине до 3 км. В физических полях интрузии фиксируются положительными магнитными аномалиями и локальными аномалиями силы тяжести. Массивы перекрыты сплошным чехлом четвертичных отложений и изучались только по керну скважин. Вмещающими породами являются плагиогранитоиды и осадочно-вулканогенные образования лопия. Контакты как нормальные интрузивные с зоной закалки, так и тектонические.

В каждой интрузии все составляющие ее породы располагаются незаконномерно. Петрографические разновидности пород дают в разрезе скважин полосы и прослой мощностью от 1–2 до 20–30 м. Центральные части интрузий сложены серпентинитами по дунитам, а периферические – серпентинитами по гарцбургитам. Серпентиниты по дунитам – породы от темно-серого до черного цвета с пятнистой текстурой и реликтовой панидиоморфнозернистой структурой. В составе резко преобладает серпентин, иногда встречаются антигорит и хлорит. По трещинам развиваются кальцит и хризотил-асбест. Первичный состав следующий (%): оливин – от 90 до 98, клинопироксен – 0,5–0,7, ортопироксен – 0,4–5,6. Рудные минералы представлены хромитом, магнетитом, редко – пиритом, халькопиритом. Акцессорные минералы представлены ильменитом, цирконом, сфеном, рутилом, гранатом.

Серпентиниты по гарцбургитам – породы зеленовато-серые до черных с пятнистой текстурой и панидиоморфнозернистой структурой. По составу аналогичны серпентинитам по дунитам и отличаются от них соотношениями основных породообразующих минералов. Оливин присутствует в количестве 65–75 %, клинопироксен – 1,5–6,6 %, ортопироксен – 22–31 %. Акцессорные минералы – магнетит, амфибол, гранат, ильменит, лимонит, турмалин, эпидот, апатит, лейкоксен, пирит, рутил, сфен, циркон.

Для ультрамафитов характерно повышенное содержание хрома, никеля, марганца, цинка и пониженное – титана, меди, свинца, серебра, олова, циркония.

Габбро и кварцевые габбро – лейкократовые средне-крупнозернистые породы, минеральный состав – плагиоклаз (андезин–лабрадор), неравномерно сосюртитизированный – 40–60 %, клинопироксен, слабоамфиболизированный – 30–40 %, в кварцсодержащих габбро – кварц в неяснографических срастаниях с плагиоклазом – 3–7 %. Структура габбровая, габбро-офитовая. Отмечается убогая вкрапленность сульфидов – пирита, халькопирита, пирротина, а также магнетита и ильменита. Из акцессорных минералов встречены рутил, апатит, гранат.

Габбронориты состоят из бронзита, диопсида (суммарно 40–50 %) и плагиоклаза № 42–48 (50 %). Пироксены в той или иной степени замещены железистой сине-зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы – ильменит, апатит, титаномагнетит.

Для пород комплекса типичны очень высокие дисперсии концентраций калия (от 0,4 до 2,5 %), а также литофильных коровых элементов – бария, рубидия, циркония, но низкие – для никеля и кобальта [57].

В целом для пород этого комплекса характерны относительно высокая щелочность, глиноземистость, высокие концентрации литофильных элементов, непостоянство химического состава.

Кийостровский базит-гипербазитовый комплекс (v -СКР₁^k). Петротипом комплекса является Кийостровский массив, расположенный на островах одноименного архипелага в акватории Онежской губы Белого моря (Беломорская СФО). По гравиметрическим данным, он представляет собой крупное тело преимущественно габбронорит-габбрового состава размером около 40 × 20 км [108]. Предполагается [169], что на острове Кий расположена южная часть расслоенного массива, представленная породами от перидотитов до габброноритов и лейкогаббро.

Массив имеет четырехчленное строение и характеризуется сменой вещественного состава с северо-востока на юго-запад: 1) анортозиты и габбронориты (о. Пурлуда), 2) габбро и амфиболиты (острова Шоглы), 3) лейкогаббро – расслоенная серия (о. Кий), 4) ультрабазиты (о. Фаресов) [109].

Кийостровский массив представляет собой часть дифференцированного интрузива, состав которого варьирует от перидотитов (фемичность f – 38), имеющих ограниченное распространение, до лейкогаббро и мезократовых габброноритов (f – 12–21). Породы массива являются высокомагнезиальными (mg – от 0,84 в ультрабазитах до 0,74–0,77 в габброидах), высокохромистыми (Cr/V – 3–13, содержания хрома повышены даже в габброанортозитах, в которых главными концентраторами Cr являются пироксены). Характерны низкое содержание Ti и повышенное – Al_2O_3 (по составу габброиды определяются как высокоглиноземистые породы). Отношение Al_2O_3/TiO_2 изменяется от 22 в метаперидотитах до 48–69 в габброидах, Ti/V – 12–27. В породах отмечаются пониженные относительно MORB (базальты срединно-океанических хребтов) содержания Zr (19–29 г/т) и Y (6–11 г/т). Содержание РЗЭ в 2–10 раз выше, чем в примитивной мантии, спектр распределения РЗЭ дифференцированный, породы значительно обогащены ЛРЗЭ: $(Ce/Yb)_N$ – 2,67–3,47; $(Sm/Yb)_N$ – 1,49–2,37 (знак N означает содержание элементов, нормированное к хондритовому стандарту $C1$).

Первичная расслоенность, наблюдаемая в некоторых обнажениях, выражена в контрастном сочетании полос мезо- и лейкократовых габбро. Сравнительно редким случаем является шаровая отдельность (обособления 5–15 см), обусловленная сочетанием этих пород, иногда переходящим в ритмичную полосчатость, хорошо выраженную на поверхности по цвету и прочности. Размер ритмов составляет 3–5 см, различие в содержании плагиоклаза в полосах составляет от 30–35 до 60–65 %.

В ходе последующих геологических процессов породы Кийостровского массива были метаморфизованы, неравномерно мигматизированы и преиму-

щественно превращены в габброамфиболиты при сохранении реликтовой габбровой структуры. В большинстве случаев пироксен сохраняется в виде реликтов в замещающей его роговой обманке в ассоциации с клиноцоизитом. Вблизи контакта с архейскими гнейсами и зонами поздних метасоматитов габброиды практически полностью превращены в амфиболиты.

Ранее [47] Кийостровский массив относился к боярскому комплексу позднелопийского возраста. Согласно полученным новым данным [9], возраст раннепротерозойского магматизма составляет 2425 ± 5 млн лет (локальный U-Pb метод по циркону, SHRIMP-II, ВСЕГЕИ, среднее значение по трем конкордантным геохронам из различных проб).

На территории Северной Карелии наиболее близким аналогом сумийского Кийостровского массива является плутонический комплекс лерцолитов-габброноритов, выделенный В. С. Степановым [178]. Ареал распространения пород этого комплекса представляет собой протяженный пояс небольших массивов, имеющий северо-западное простирание. Пространственно он практически совмещен с Беломорским метаморфическим поясом. U-Pb датировки по цирконам, полученные для наиболее крупных Ковдозерского и Шобозерского массивов данного комплекса (лист Q-36), составляют 2440 ± 10 и 2435 ± 5 млн лет соответственно [46, 89].

Рагнозерский диорит-гранитовый комплекс (δ - γ KR₁r). Породы этого комплекса выделены в Онежской СФЗ вблизи Бураковского расслоенного массива. Они образуют дайкообразные, пластинообразные тела или массивы овальной формы, приуроченные к зонам разломов и прорывающие гранитоиды и метаморфические гнейсы архея, а также породы Бураковского массива. В этом районе они были выделены в рагнозерский комплекс, в образовании которого участвуют диориты (первая фаза), плагиограниты (вторая фаза) и лейкократовые плагиомикроклиновые граниты (третья фаза) [47]. Отдельные интрузии, сложенные породами рагнозерского комплекса, имеют однофазное строение [215]. Комплекс сложен массивными полнокристаллическими, преимущественно среднезернистыми породами.

Плагиоклазовые граниты и гранодиориты второй фазы наиболее распространены среди пород комплекса. Сложенные ими интрузии имеют относительно гомогенный состав: средне- крупнозернистые розовато-серые и светло-серые массивные плагиограниты, часто с содержанием микроклина 0,5–10 %, биотита до 10–15 %, образующего тонкие чешуйчатые скопления, и мелко рассеянного 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.

Плагиомикроклиновые граниты третьей фазы образуют группу разобщенных тел в обрамлении Бураковского плутона. Имеют с гранитами более ранних фаз интрузивные соотношения и переходы метасоматического характера с проявленностью кремне-щелочного метасоматоза [215]. Особенностью гранитов третьей фазы является существенно микроклиновый состав, относительно высокое содержание сумм щелочей, присутствие порфирированных

вкрапленников калиевого полевого шпата, связь с ними граносиенитовых и пегматоидных разностей. Это розовые, серовато-розовые среднезернистые порфиroidные или равномернозернистые 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, порфиroidная. Изредка отмечаются директивные текстуры, выраженные в ориентировке темноцветных минералов. Наиболее характерна призматическйзернистая структура с элементами бластокатакластической. Состав пород определяется сочетаниями кварца, плагиоклаза, биотита (амфибола) и микроклина.

Геохимически гранитоиды рагнозерского комплекса характеризуются нормальным для гранитов фоновым содержанием почти всех элементов. Химизм гранитов 3-ей фазы определяется их принадлежностью к субщелочным 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 калиево-натриевыми. Агпаитность 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 субогласного. Состав даек преимущественно плагиомикроклиновый, структура гранитов от аплитовой до пегматоидной [20].

Изотопный возраст плагиомикроклиновых гранитов, полученный U-Pb методом по цирконам, равен 2324 ± 45 млн лет и 2274 ± 19 млн лет [113, 115].

ПОЗДНЕКАРЕЛЬСКАЯ ЭРА

Людиковийское время

Гипабиссальные комплексы

Интрузивные породы людиковия образуют по составу два комплекса даек и малых массивов – габбродолеритовый и гипербазитовый. Их возрастные соотношения дискуссионны. Предполагается, что они внедрились на завершающих стадиях людиковийского вулканизма или позже и относятся к поздне- и постскладчатым интрузиям.

Койкарский габбродолеритовый комплекс ($v\beta KR_2^1k$). Наиболее крупные интрузии комплекса – Пудожгорская и Койкарская, представляющие собой пластообразные, пологозалегающие тела. Койкарский силл и большая часть Пудожгорского силла расположены на смежном листе Р-36 в восточном и западном бортах Онежской структуры. На листе Р-37 Пудожгорская интрузия прорывает Бураковский расслоенный плутон. К этому комплексу также отно-

сятся интрузии габбродолеритов и габбродиоритов, локализованные вблизи Бураковского массива в Онежской СФЗ и Восточно-Онежской ПЗ. Интрузии прорывают доломиты верхнего ятулия и породы архейского фундамента.

Пудожгорская интрузия (силл) образует пологопадающую на запад, в плане линейно вытянутую на расстояние 25 км пластовую залежь северо-западного простирания с резкими подворотами на флангах [50].

В наиболее полном разрезе Пудожгорского интрузива на Тубозерском участке (лист Р-37-ХVIII) установлены две зоны: нижняя – габбровая, верхняя – диоритовая [50].

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 пороодообразующие минералы – плагиоклаз, моноклинный пироксен, титаномagnetит; эпигенетические – амфибол, эпидот, биотит бурый и зеленый, ильменит, сульфиды (халькопирит, борнит, пирит, сфалерит). Пироксен (диопсид-геденберgit) повсеместно амфиболлизирован: в подрудной зоне это – ферроактинолит, в рудном – ферро-роговая обманка. Амфибол в дальнейшем может уралитизироваться, иногда с образованием уралитовой каймы, участками биотитизируется.

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 %.

Диоритовая зона установлена на листе Р-36-ХVIII. Она выделяется по плагиоклазу (№ 36–40) 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 натриевой серии и умеренной глиноземистости. По основным характеристикам дифференциаты диоритовой зоны относятся к породам нормального ряда, а по коэффициенту агаитности (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 магнезиальностью, 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 титаномagnetиту свидетельствует о повышенной концентрации фтора в остаточных растворах.

Слагающие койкарский комплекс метадолериты относятся к нормальному ряду, характеризуются низкими глиноземистостью ($al = 0,52$) и магнезиальностью ($mg\# = 0,16$), повышенными щелочностью и железистостью. Для пород характерен следующий усредненный химический состав пород (%): $SiO_2 - 49,99$, $Al_2O_3 - 11,73$, $TiO_2 - 3,11$, $Fe_2O_3 + FeO - 18,73$, $MgO - 3,63$, $CaO - 5,72$, $Na_2O - 3,26$, $K_2O - 0,84$. Породы занимают низшее положение по значению индекса Куно (X . Куно = 14), и наивысшее – по коэффициенту фракционирования $Kf = 84$ среди людиковийских магматитов.

Койкарские метадолериты характеризуются повышенными содержаниями Cu, P, Y, Zr, Nb, Ba, Li, Rb, помимо этого они характеризуются высокими содержаниями редких и редкоземельных элементов; в них повышается содержание практически всех элементов с максимумом по La, Nd, Ce, Cd, Th. Европиевая аномалия отрицательная ($Eu/Eu^*_{ср.} = 0,88$), что свидетельствует о заниженном содержании кальцийсодержащих первичных магматических минералов.

В массивах габбродолеритов локализованы рудопроявления титаномагнетитовых руд с попутной медной и благороднометалльной минерализацией. U-Pb цирконовый возраст долеритов Пудожгорского силла определен методом SHRIMP и составляет 1984 ± 8 [47] млн лет.

Габбродолеритовый гипабиссальный комплекс (vKR_1^1). В Восточно-Онежской ПЗ образования этого комплекса представлены дайками габбродолеритов и долеритов, отличающихся различной степенью раскристаллизации. Главными первичными типоморфными пороодообразующими минералами габбродолеритов являются плагиоклаз, моноклинный пироксен, титаномагнетит, эпигенетическими – амфибол, эпидот, хлорит, биотит, сульфиды. Микроскопически порода отличается развитием такситовых текстур и структур замещения с реликтами габброофитовых, элементами граноофировой начальной стадии, наличием бластоофитовых и бластогаббровых структур. Лейсты плагиоклаза (1–3 мм) замещаются цоизитом. Амфибол (1–2 мм) ожелезнен, интенсивно развита хлоритизация – светло-зеленый хлорит развивается по массе породы, по плагиоклазу, образует достаточно крупные зерна размером до 3×4 мм. Титанит, присутствующий в значительных количествах (до 15%), образует клиновидные идиоморфные кристаллы размером до 1 мм. Амфибол от периферии к центру замещается лейкоксеном, с сохранением скелетных форм. Кварц развит по матриксу породы в виде обособленных зерен неправильных форм.

Плутонические комплексы

Комплекс габброидов ($v\beta KR_2^1$). Среди даек этого комплекса наиболее многочисленна группа долеритов, которые обычно трассируют зоны разломов (СФЗ Ветреного пояса), контролирующих размещение эруптивных центров.

Дайковые тела преимущественно сложены в различной степени раскристаллизованными породами, состоящими из плагиоклаза (An_{3-15}), амфиболитизированного пироксена, магнетита и гранофира. Вторичным минералом является альбит (An_{0-8}), нацело замещающий плагиоклаз и, совместно с гранофи-

ром, образующий альбититы. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом (2–4%), пиритом, халькопиритом, иногда борнитом и халькозином.

Для даек характерна полностью хлоритизированная основная масса и до 25–30% вкрапленников преимущественно оплавленного пироксена (авгита), до 5% плагиоклаза и редкие зерна псевдоморфнозамещенного (хлоритиддингситовый агрегат с гематитом) оливина. Вторичные изменения основной массы даек заключаются в ее полной хлоритизации.

Габбро представляет собой серую мелкозернистую породу с массивной, участками сланцеватой текстурой. Минеральный состав (%): пироксен – 30, плагиоклаз (лабрадор) – 45, кварц – до 5, амфибол, развивающийся по пироксену – до 20. Акцессорные минералы представлены сфеном. Структура габбро-офитовая. Пироксен нередко полностью замещен амфиболом, а плагиоклаз – соссюритом. Изохронный возраст цирконов, полученный U-Pb методом из дайки габбро, равен 1963 ± 19 млн лет [47].

Базит-гипербазитовый комплекс ветреного пояса ($v\text{-}\sigma\text{KR}_2^1\nu p$) выделен в СФЗ Ветреного пояса. В пределах листа эти интрузивные образования представлены как мелкими дайкообразными телами, так и более крупными, протяженными (до 2 км) массивами, шириной до 0,6 км. Вмещающими породами для них являются вулканогенно-осадочные отложения кожозерской и виленгской свит. Нередко интрузии выходят на дневную поверхность, образуя небольшие холмы иногда со скалистыми склонами, однако значительная часть интрузий не обнажается и была вскрыта скважинами. В структурно-тектоническом отношении интрузии приурочены к разломам северо-западного простирания, согласным основным направлениям структуры Ветреного пояса. Контакты чаще всего секущие и редко согласные с вмещающими породами. В зонах контактов вмещающие породы нередко подвергались контактовому метаморфизму с образованием кварц-амфиболовых, кварц-хлоритовых роговиков [53].

Комплекс представлен широким спектром пород: перидотиты, серпентиниты, пироксениты, габбро, габбронориты, габбродиориты. Верлиты, лерцолиты, вебстериты образуют как отдельные интрузивные тела, сложенные какой-либо одной разновидностью пород, так и сложнопостроенные дифференцированные массивы [172]. В отдельных интрузиях наблюдаются постепенные переходы одной разновидности пород в другую. Это свидетельствует об их одновозрастности и формировании из вещества, имеющего единый магмогенерирующий очаг.

Верлиты представляют собой массивную темно-серого до черного цвета породу, имеющую следующий минеральный состав: моноклинный пироксен и оливин, содержащиеся в равных количествах, серпентин, образующий псевдоморфозы по оливину, хлорит. Акцессорные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротином, гранатом, цирконом, апатитом, рутилом, турмалином. Структура панидиоморфнозернистая с пойкилитовой.

Лерцолиты и плагиоклазсодержащие лерцолиты макроскопически не отличаются друг от друга. Это массивные темно-серые породы. Минеральный состав: оливин – 30–40%, пироксены – 53–61%, серпентин, биотит, хлорит,

иногда амфибол. Количественно моноклинный пироксен всегда превышает ромбический в 4–5 раз, а содержание оливина иногда достигает 80–90 % и порода по составу близка к оливинитам. Также присутствует плагиоклаз (андезин № 40) – 1–7 %, реже – до 15 %. Акцессорные минералы представлены пиритом, пирротинном, гранатом. Структура породы панидиоморфнозернистая, панидиоморфнозернистая с пойкилитовой и пойкилитовая.

Вебстериты имеют темно-серую и почти черную окраску, массивную текстуру. Минеральный состав: оливин – до 10 %, пироксен (моноклинный и ромбический) – 80–90 %, биотит – до 7 %, серпентин. Акцессорные минералы – пирит, пирротин, магнетит, гранат, апатит, циркон. Структура породы аллотриоморфнозернистая, редко – пойкилитовая. От лерцолитов они отличаются повышенным содержанием цветных силикатов.

Все ультраосновные породы в той или иной степени затронуты лизардитовой, хризолитовой и антигоритовой серпентинизацией вплоть до образования серпентинитов. Макроскопически серпентиниты представляют собой массивные темно-серые с зеленоватым оттенком породы. Минеральный состав их следующий: серпентин (антигорит, лизардит и хризотил) – до 90 %, реликты зерен оливина и пироксена, амфибол, хлорит, биотит, эпидот, тальк, кальцит. По трещинам обычно развивается асбест. Структуры: решетчатая, петьчатая, листоватая, поперечно-волоконистая. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом, рутилом и цирконом. Кроме серпентинизации гипербазиты подвержены процессам амфиболизации, приуроченной к эндоконтактовым частям интрузий, где мощность амфиболизированных пород достигает нескольких метров. Описываемый процесс во времени несколько опережает серпентинизацию. Амфиболовые породы имеют серую с зеленоватым оттенком окраску, среднезернистое сложение. Они состоят из амфибола (тремолита) – до 90 %, реликтовых зерен пироксена, хлорита, серпентина, сфена, клиноцоизита, цоизита, отдельных чешуек биотита, талька, магнетита, пирита. Структура нематогранобластовая, гранобластовая. Также отмечаются актинолитизация, тремолитизация, оталькование и карбонатизация пород, связанные с наложенными процессами регионального метаморфизма и метасоматоза.

Химический состав характеризуется содержаниями SiO_2 – 39–52 %; TiO_2 – 0–0,5 %; $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ – 7,9–16,7 %; MgO – 20–45 %; Al_2O_3 – 1–9 % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ до 2 % при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Геохимические особенности по РЭ: содержания Ti –1440–2450 ppm; Y – 2,5–5,2 ppm; Zr – 12–13,1 ppm; Sr – 7–48 ppm; Rb – 3–3,5 ppm; Ba – 5–77 ppm. Спектры распределения РЗЭ характеризуются следующими особенностями: $(\text{Ce}/\text{Sm})_n$ – 1,3–2,5, $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ – 1,4–3; $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ – 2–7 и отчетливой Eu аномалией Eu/Eu^* – 0,7–0,9. Нормированные содержания всех редкоземельных элементов меньше 10, кроме La , значения которого незначительно больше этого значения [53].

Интрузии габбро представляют собой тела мощностью от десятков до первых сотен метров, прослеживаемые по простирацию от 0,1–0,2 до 2 км. Тела габбро (кварцевых габбро) прорывают нижнепротерозойские образования. Контакты с вмещающими породами резкие, крутые (70–90°). Габбро и квар-

цевые габбро близки по минералогическому составу. Различия наблюдаются в количестве кварца. Переходы от одной породы к другой – постепенные.

Габбро представляют собой темно-серую массивную мелкозернистую породу со следующим минеральным составом: амфибол – 55 %, плагиоклаз – 40 %. В кварцевых габбро присутствует кварц, содержание которого не превышает 10 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, баритом, гранатом, ильменитом, магнетитом, пиритом, пирротином, сфеном и цирконом. В виде реликтов помимо амфибола встречается пироксен. Плагиоклаз замещается цоизитом и эпидотом. Структура пород габбровая, габбро-офитовая.

Тела габбродиоритов представляют собой изометричные интрузии, прослеживающиеся по простиранию от 0,5 до 3 км, при ширине от 0,1 до 0,5 км. Кварцевые диориты представляют собой мелко- и среднезернистые массивные породы серого цвета. Минеральный состав (%): амфибол – 45, плагиоклаз – 48, кварц – 2–3, сфен – до 2, калиевый полевой шпат в сростании с кварцем – 3. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом, магнетитом, пиритом, пирротином, сфеном, турмалином и цирконом. Структура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз замещается эпидотом и цоизитом.

Химический состав габброидов характеризуется широкими вариациями породообразующих компонентов: SiO_2 – 46–60 %, TiO_2 – 0,3–2 %; $\text{FeO}_{(\text{tot})}$ – 4,5–16 %; MgO – 3–19 %; Al_2O_3 – 4–21 % и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – 1–5,5 % при $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$. Отмечаются следующие геохимические особенности габброидов по редким элементам: Ti – 2300–13 000 ppm; Y – 6,7–21 ppm; Zr – 27–80 ppm; Sr – 80–488 ppm; Rb – 3–28 ppm; Ba – 14–581 ppm. Следовательно, габброиды характеризуются повышенными содержаниями Ti, Y, Zr, Sr и Rb относительно перидотитов.

Спектры распределения РЗЭ пород габброидов в целом подобны спектрам перидотитов и пироксенитов: $(\text{Ce}/\text{Sm})_n$ – 1,5–2,7; $(\text{Sm}/\text{Yb})_n$ – 1,1–3,2; $(\text{Ce}/\text{Yb})_n$ – 2–10; Eu/Eu^* – 0,5–1. Однако, нормированные содержания всех элементов пропорционально выше, чем в гипербазитах. Нормированные содержания легких редкоземельных элементов во всех образцах больше 10.

Изотопный возраст пород определен Sm-Nd изохронным методом по породам и минералам Кончезерской интрузии (лист Р-36-ХVIII) и составляет 1975 ± 24 млн лет, по реститам базальтов и породам этого массива и минеральным фракциям изотопный возраст, полученный Pb-Pb методом, равен 1980 ± 57 млн лет [181].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа широким распространением пользуются метаморфические породы, первичная природа которых чаще всего остается не определенной. Они выделены в метаморфические комплексы различного возраста – саамско-среднелопийского и калевийского.

СААМИЙ

Волоцкий метаморфический гнейсовый комплекс (gSM_{v/l}). В результате геологосъемочных работ на территории Водлозерского ПМР были выделены гнейсы волоцкой толщи, занимающие обширные площади внутри ареала ранних саамских и саамско-раннелопийских мигматитовых пород, образуя среди них реликты и останцы различных размеров. Часто они представляют собой ассоциации амфиболсодержащих, биотитовых гнейсов и амфиболитов, иногда присутствуют гранат-биотитовые, двуслюдяные, ставролит- или силлиманитсодержащие гнейсы, изредка они представлены только биотитовыми гнейсами, иногда с амфиболом. Все эти породы в подавляющем большинстве случаев не имеют реликтов дометаморфических текстур и структур и их первичная природа остается проблематичной. Их характерной особенностью является наличие метаморфической полосчатости и жил древнейших гранитоидов.

Одни исследователи относят гнейсы к глубоко метаморфизованным аналогам зеленокаменных толщ лопийского возраста, в некоторых случаях их рассматривают как метаморфизованные вулканогенные породы долопийского возраста. Примером последних является волоцкая толща амфиболитов, описанная В. В. Куликовой [103] по результатам тематических работ. Она расположена восточнее р. Сухая Водла (Водлозерский овал) внутри площади развития метаморфических гнейсов, выделенных ранее по результатам геологического картирования. Соотношения пород волоцкой толщи с гнейсами и ее границы не установлены. Предполагается, что толща структурно несогласно перекрывается зеленокаменными образованиями лопия, ее базальные образования не установлены, верхи разреза не известны.

По данным В. В. Куликовой, разрез толщи образован преимущественно амфиболитами по вулканитам основного, реже – ультраосновного состава, осадочные образования (метатуфы и метатуффиты) развиты незначительно,

изученная мощность разреза – не менее 900 м. В разрезе выделяется более 100 потоков металав. В низах разреза распространены метавулканы основного с прослоями ультраосновного состава, в верхах – основного. Для потоков нижней части разреза толщ характерно наличие шлаковых корок и лавобрекчий, верхов – подушечных лав. Амфиболиты по основным металавам и коматиитам слагают до 50 % изученного разреза, остальная его часть сложена тоналитами, возникшими при замещении амфиболитов. Основные метавулканы – преимущественно мелкозернистые массивные породы с гранобластовой структурой. Их минеральный состав переменный – амфибол (куммингтонит, бурая роговая обманка, актинолит, гастингсит, редко жедрит) обычно 40–60 %, плагиоклаз (An_{35-50}) до – 40–60 %, а также биотит, хлорит, кварц.

Для потоков метакоматиитов установлено, как правило, трехчленное строение (сверху вниз) – шлаковая зона, миндалевидная, массивная. Мощность потоков меняется от 15 см до 1,6 м. Верхняя зона, как правило, сложена мелкозернистым гранобластовым субстратом куммингтонита (60–80 %) и серпентина (10–15 %), в подчиненном количестве имеется роговая обманка, хлорит, рудный. Миндалевидная зона отличается присутствием веретенообразных и линзовидных обособлений антигорита ($0,2-0,8 \times 1-4$ см), слагающих от 10 до 40 % объема породы, основная масса – гранобластовый агрегат куммингтонита и роговой обманки. Нижняя зона обладает относительно однородным строением и образована агрегатом куммингтонита и антигорита, содержание которого возрастает от 40 до 80 % к низу зоны. По химическому составу метавулканы отвечают пикритам, пикробазальтам, оливиновым базальтам нормального ряда и на диаграмме $Na_2O + K_2O - SiO_2$ попадают в поле перидотитовых коматиитов древних зеленокаменных поясов. Они являются низкоглиноземистыми породами коматиитовой натриевой и калиево-натриевой серий. Изотопный возраст метавулканы определен Sm-Nd методом и оказался равным 3391 ± 76 млн лет [201].

Саамско-среднелопийское время неразделенное

Нерасчлененные метаморфические гнейсовые комплексы (gSM-LP₂). В западной части Водлозерского ПМР, а также на смежном листе Р-36 выделяются метаморфические гнейсы, занимающие обширные площади внутри районов размещения ранних саамских и саамско-раннелопийских мигматитовых пород, для которых не установлен достоверно саамский возраст. Часто они представляют собой ассоциации амфиболсодержащих, биотитовых гнейсов и амфиболитов, иногда присутствуют гранат-биотитовые и двуслюдяные, изредка они представлены только биотитовыми гнейсами, иногда с амфиболом. Все эти породы в подавляющем большинстве случаев не имеют реликтов дометаморфических текстур и структур и их первичная природа остается проблематичной. Их характерной особенностью является наличие метаморфической полосчатости и жил древнейших гранитоидов. Одни исследователи относят гнейсы к глубоко метаморфизованным аналогам зеленокаменных толщ лопийского возраста, в некоторых случаях их рассматривают как метаморфизованные вулканогенные породы долопийского возраста.

Среднелопийское время

Беломорский метаморфический амфиболит-гнейсовый комплекс нерасчлененный (agLP_{2b}) широко распространен в Беломорской СФО на листах Q-36 и Q-37. На листе P-37 он присутствует только в пределах Юго-Восточного Беломорья. Лучше всего он обнажен на островах акватории Онежской губы. Среди образований беломорского комплекса преобладают гранат-биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы, затронутые процессами плагиомикроклиновой мигматизации [24]. В виде маломощных прослоев встречаются меланократовые амфиболиты. Биотитовые гнейсы образованы плагиоклазом (An_{21–28}) – 30–60 %, кварцем – 15–30 %, микроклином – 5–20 %, биотитом – 5–15 %, гранатом – 0–10 %, отмечается незначительная примесь мусковита (<5 %), эпидота, цоизита, роговой обманки, апатита, сфена, магнетита, циркона. Плагиоклаз сосюритизирован и пелитизирован, кварц часто образует линзовидные скопления, решетчатый микроклин развит в интерстициях, биотит – в виде крупных чешуек. Переход в амфибол-биотитовые гнейсы постепенный и они отличаются от биотитовых только количеством обыкновенной роговой обманки (10–15 %), в амфиболитах количество роговой обманки возрастает до 55–65 %. В зависимости от примеси второстепенных минералов среди амфиболитов выделяются гранатовые, биотитовые, цоизитовые, эпидотовые и т. п. разности. Природа пород дискуссионна, по мнению некоторых исследователей [189], они являются результатом проявления наложенных процессов по древнему комплексу гранитоидов. По аналогии с гнейсами Северо-Западного Беломорья они рассматриваются как среднелопийские метаморфические образования.

На юго-востоке Кий-острова (мыс Рожок) по циркону из мигматизированных кианитсодержащих гранат-биотитовых гнейсов ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb локальным методом были получены значения возраста 2851 ± 13 и 2769 ± 14 млн лет. Сходные архейские значения возраста тем же методом в интервале 2680–2700 млн лет были получены А. И. Слабуновым с соавторами [169]. Эти данные нуждаются в уточнении по причине интенсивно проявленных раннепротерозойских процессов, однако принадлежность гнейсов к позднеархейскому основанию также обосновывается проведенными геологическими наблюдениями (неоднократная интенсивная мигматизация, иной состав породообразующих минералов и ранние структурные преобразования) [9].

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Региональный метаморфизм и метасоматоз являются одними из важнейших геологических процессов в докембрийской истории территории листа. В многочисленных публикациях и на картах [28, 35, 42, 46, 47, 96, 212] ранее уже рассматривались возрастное расчленение, фациальные и сериальные особенности метаморфических и метасоматических образований. В настоящее время эти материалы существенно дополнены новыми данными, во многом основанными на современных методах локального датирования и геохимического исследования. Совместное рассмотрение метаморфизма и метасоматоза обусловлено возрастной и генетической близостью проявления дан-

ных процессов. Во многих случаях метасоматоз происходит в условиях регрессивной стадии регионального метаморфизма, когда крупные порции минерализованных глубинных и метаморфогенных флюидов вовлекаются в миграцию в зонах завершающих складчато-разрывных деформаций.

Разновозрастные деформационные, магматические, метаморфические и метасоматические процессы объединяются в тектоно-метаморфические циклы. Под ними понимается закономерная совокупность тектонических, магматических, метаморфических и метасоматических процессов, присущих однократному проявлению регионального метаморфизма [121, 122]. На территории листа к региональным полнопроявленным обычно относят позднеархейский (поздний лопий, 2,70–2,86 млрд лет) и раннепротерозойский (свекофеннский, 1,75–1,97 млрд лет) циклы. В ходе их развития были сформированы главные метаморфические и метаморфизованные комплексы. В составе циклов выделяются от 2 до 4 этапов.

ЛОПИЙСКИЕ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ (ПОЗДНИЙ АРХЕЙ)

Метаморфизм пород архейского фундамента на территории листа недостаточно изучен. Более ранние минеральные ассоциации затушеваны более поздними процессами или их выделение неоднозначно [212]. Данные по самскому циклу (ранний архей) неполные и основаны на единичных датировках. Имеющиеся отдельные определения возраста U-Pb и Sm-Nd методами – древнее 3,2 млрд лет [13, 173, 198, 199 и др.], вероятно, связаны с различными процессами неопределенного генезиса. Условия формирования древнейших сиалических пород, обычно представленных породами тоналит-трондьемит-гранодиоритовой (ТТГ) серии, амфиболитами и биотит-амфиболовыми гнейсами, вероятно, преимущественно отвечают условиям амфиболитовой фации.

Позднеархейский метаморфизм в докембрии юго-восточной части Балтийского щита большинством исследователей рассматривается как важнейший геологический процесс, в ходе которого сформировалась континентальная земная кора этого региона. Территория листа в основном характеризуется этапным зональным метаморфизмом андалузит-силлиманитового типа в условиях от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций низких и умеренных давлений. По современным данным, на территории КГЗО предполагаются ранне-, средне- и позднелопийские тектоно-метаморфические циклы с возрастными около 3,25–3,10, 2,89–2,80 и 2,75–2,65 млрд лет соответственно. Возможно, что по возрасту эти периоды регионального лопийского метаморфизма соответствуют этапам формирования разновозрастных зеленокаменных поясов.

Наиболее подробная сводка, полученная на основе локального U-Pb метода датирования по цирконам, для позднеархейского периода формирования региона приведена В. Н. Кожевниковым и С. Г. Скубловым [98]. Сопоставление результатов изучения детритовых цирконов с данными по цирконам из гранитоидов, гнейсов и мафических даек Водлозерского плутоно-метаморфи-

ческого района, приводит этих авторов к следующей последовательности архейских событий в регионе.

1) 3,35–3,27 млрд лет – формирование древнейших сиалических пород, содержащих включения мафических образований;

2) 3,26–3,22 млрд лет – гранитоидный магматизм с признаками постмагматических автогидротермальных процессов;

3) 3,16–3,08 млрд лет – метаморфизм-I, мигматизация, гидротермальные процессы в присутствии флюида с привносом в циркон легких РЗЭ, Са, U, Th;

4) 2,99–2,94 млрд лет – внедрение мафических даек-I, умеренное проявление кислого магматизма, гидротермальное изменение высокоуранового и высокоторийевого циркона, сопровождаемое привносом легких РЗЭ, Са, Ti, Sr, Nb, Ва;

5) около 2,86 млрд лет – внедрение мафических даек-II;

6) 2,84–2,80 млрд лет – метаморфизм-II, гранитоидный магматизм в «сухом» режиме;

7) около 2,80 млрд лет – интракратонный рифтинг, коматиит-базальтовый вулканизм, синхронное отложение терригенных осадочных пород;

8) после 2,80 млрд лет – закрытие рифтового трога, метаморфизм-III, компрессионно-сдвиговые деформации, метасоматоз (кислотное выщелачивание) [98].

Сходные данные приводят С. А. Светов и соавторы [165] для переходной области между Центрально-Карельским и Водлозерским доменами Карельской гранит-зеленокаменной области (КГЗО) с дополняющим уточнением разделения позднего метаморфизма на два этапа – около 2,85–2,80 и 2,74–2,67 млрд лет (средний и поздний лопий). К этому следует добавить, что практически все события архейского метаморфизма на территории Карельского кратона протекали в близких РТ условиях, соответствующих высокотемпературной части амфиболитовой фации умеренных давлений, они сопровождались неоднократной мигматизацией и периодами интрузивного магматизма. Убедительные данные по наиболее древним метаморфическим и метасоматическим событиям региона были получены по составу и возрасту цирконов, в частности – в образованиях Маткалахтинской структурной зоны [98].

К позднелопийскому метаморфизму относится преобладающий в зеленокаменных структурах период формирования метаморфической зональности в условиях умеренного давления от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Для пород зеленокаменных структур характерны следующие минеральные ассоциации: в метабазальтовых коматиитах – амфибол–серпентин–клиноцоизит (\pm плагиоклаз), в метабазальтах – эпидот–амфибол–плагиоклаз, в метаандезитах – эпидот–биотит–амфибол–плагиоклаз. В породах среднекислого состава (метадациты–метариолиты) биотит–мусковит–(серицит)–кварц–плагиоклаз (олигоклаз–андезин). Амфибол в метабазитах и метаандезитах относится к группе обыкновенных сравнительно низкоглиноземистых роговых обманок. Биотит преимущественно характерен для метаандезитов (до 20% объема породы). Минералы группы эпидота распространены прак-

тически повсеместно. Анализ типовых минеральных ассоциаций показывает, что процессы метаморфизма происходили в условиях от зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой до низкотемпературной амфиболитовой фации при температурах 450–580 °С и давлении до 3–3,5 кбар.

Режим пониженных давлений в КГЗО надежно фиксируется по информативным парагенезисам с андалузитом, куммингтонитом, кордиеритом, а также данным термобарометрии. P-T параметры преобразований обычно отчетливо увеличиваются к периферическим частям зеленокаменных структур [153, 155]. Как правило, изограды метаморфизма и фронт гранитизации конформны общим контурам зеленокаменных структур. Наиболее вероятно, что пиковые значения P-T условий, как и большинство полученных датировок, приходится на 2720–2750 млн лет и сопровождаются мигматизацией и синопгенным магматизмом.

Умереннобарический гранулитовый метаморфизм (около 5–6 кбар) наблюдается локально, но также рассматривается как часть общей метаморфической зональности в гранито-гнейсовых ареалах в условиях от эпидот-амфиболитовой до гранулитовой фаций. При прогрессивном метаморфизме возрастает титанистость биотита, зеленая роговая обманка сменяется бурой, микроклин переходит в ортоклаз, появляется моноклинный, а затем и ромбический пироксен. Метаморфические зоны имеют сложное строение и нередко тектонизированные границы. Радиологические датировки, полученные на смежной территории КГЗО, для компактных отдельных гранулитовых ареалов составляют около 2,65 млрд лет [165].

На границе центральной и западной частей Водлозерского плутоно-метаморфического района рядом исследователей выделяется позднелопийский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс [100, 146, 170]. Гранулиты отмечаются в районе размером около 100 × 25 км северо-западного простирания. Гранулитовый комплекс состоит из двух главных компонентов – ксенолитов размером от нескольких сантиметров до 2 м, сложенных кристаллосланцами, а также ортопироксенсодержащих гранитоидов (эндербитов и чарнокитов). Кристаллосланцы представлены породами основного, среднего, кислого и, реже, ультраосновного составов. В основных кристаллосланцах А. И. Слабуновым с соавторами [170] отмечены два гранулитовых парагенезиса: ранний и поздний. Ранняя парагенетическая плагиоклаз-двупироксеновая ассоциация выделяется как относительно мелкозернистая среди более крупнозернистой поздней. Оценки температур становления ранних и поздних парагенезисов сравнительно близки – 750–870 °С и 750–880 °С при давлении около 5–6 кбар.

Все породы гранулитовой фации в той или иной степени испытали наложенный метаморфизм в условиях от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой до зеленосланцевой фаций [100]. По каймам цирконов получен более молодой возраст – 2734 ± 20 млн лет. Продатированные цирконы из основных гранулитов о. Бол. Гольцы позволяют оценить время раннего гранулитового метаморфизма в 2739 ± 17 млн лет, позднего – в 2701 ± 14 млн лет [171]. Возраст магматической стадии формирования эндербитов в условиях гранулитовой фации оценивается в 2717 ± 8 млн лет. По гранулитам также отмечаются признаки диафтореза с возрастом около 2522 ± 64 млн лет.

На территории листа находится часть Южного Беломорья, представляющая собой юго-восточный сегмент Беломорского метаморфического пояса (Беломорской структурно-формационной области). В отличие от значительно более детально исследованных Чупинского и Енского сегментов этой структуры на территории листов Q-36 и Q-37 [36], этот район имеет сравнительно простое строение и характеризуется условиями высокотемпературного амфиболитового метаморфизма повышенных давлений. Преимущественно распространены мигматизированные гранат-биотитовые плагиогнейсы (иногда кианитсодержащие), метабазиты и огнейсованные гранитоиды при отсутствии реликтов древних гранулитов. В отличие от Чупинского и Енского сегментов, надежных данных по этапности и условиям метаморфизма для этого района не имеется, а корреляция процессов имеет существенные ограничения по различию тектонического строения. Преобладающий сравнительно однородный метаморфизм соответствует условиям высокотемпературной амфиболитовой фации высоких давлений и сопровождается интенсивной мигматизацией.

СВЕКОФЕННСКИЙ ТЕКТОНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ЦИКЛ (РАННИЙ ПРОТЕРОЗОЙ)

Раннепротерозойские метаморфические процессы на территории листа протекали в условиях метаморфизма, по сериальной принадлежности близким к архейским и ниже их по термодинамическим параметрам (за исключением Юго-Восточного Беломорья).

Имеющиеся сведения в основном получены по раннепротерозойским вулканогенно-осадочным образованиям Ветреного пояса, преобразованным протерозойским магматическим массивам, а также по сопоставлению с данными по более исследованной, но и более сложнопостроенной смежной части Беломорского метаморфического пояса.

В структурно-формационной зоне Ветреного пояса на территории листа нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные породы метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-хлоритовой и мусковит-хлорит-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации до пренит-пумпеллиитовой фации в центральной части. Для свекофеннского метаморфизма Карельского геоблока в целом и в частности в Онежской структурно-формационной зоне определяются условия низких или умеренных давлений андалузитовой серии. В Беломорском поясе минеральные ассоциации, данные термаборометрии и мигматизация даже пород основного–ультраосновного состава указывают на условия высокотемпературной амфиболитовой фации высоких давлений. Корреляция со сходными метаморфическими и метасоматическими образованиями смежного Чупинского сегмента БПП позволяет оценить преобладающие условия свекофеннского метаморфизма как 750–880 °С при 10–14 кбар, а время пика процесса – как 1960–1980 млн лет.

В целом возрастной интервал свекофеннского метаморфизма на территории листа можно оценить в 1,75–1,97 млрд лет, однако геохронологическая изученность свекофеннских метаморфических процессов остается недостаточной. Данные по смежному листу Р-36 позволяют разделять этот период не менее,

чем на два самостоятельных этапа развития – 1,97–1,91 и 1,82–1,75 млрд лет. Существенно, что в связи с практическим отсутствием в юго-восточной части зоны сочленения с беломоридами масштабных покровно-надвиговых процессов режим повышенных давлений в данной части Карельского кратона не проявлен, как в позднем архее, так и в раннем протерозое.

Таким образом, метаморфическая история докембрийских пород на территории листа отличается большой сложностью, обусловленной региональной зональностью, а также полистадийностью каждого из тектоно-метаморфических циклов и полиметаморфизмом.

МЕТАСОМАТОЗ

На территории Восточной Карелии в пределах территории листа известны метасоматические образования различного происхождения. В литературе описывались разнообразные по составу метасоматиты, связанные с метаморфизмом, вулканизмом и гранитным магматизмом [2, 22, 35, 97, 100, 101, 102, 185, 212 и др.]. Кроме того, известны «автономные» метасоматические породы, не проявляющие связи с какими-либо метаморфическими событиями или магматическими породами. К регионально проявленным из них можно отнести только метаморфогенные метасоматиты. Данные образования к настоящему времени исследованы наиболее детально и пользуются большим распространением на территории Карелии.

Регионально распространенные докембрийские метасоматиты на исследованной территории обладают признаками метаморфогенного происхождения [36]. Их геологическая позиция определяется заключительными регрессивными этапами тектоно-метаморфических циклов, когда по системам разломов мигрировали крупные объемы высокоминерализованных флюидов. В пределах этих зон содержание метасоматитов возрастает на 1–2 порядка, они образуют многочисленные линейно-вытянутые, часто кулисообразные тела, густой сетью «пропитывающие» вмещающие их породы. Нередко к этим же тектоническим зонам приурочен интенсивный аллохимический порфиробластез, разнообразный по своему минеральному составу (амфиболы, гранат, ставролит, карбонаты, слюды и полевые шпаты). Наиболее часто это проявлено в образовании крупно- и даже гигантозернистых амфиболовых, гранатовых, ставролитовых, хлоритовых и слюдистых пород [4, 212].

Метасоматиты разделяются на группы фаций по щелочности–кислотности (кислотные, основные, щелочные) и температуре. Высокотемпературные разновидности на территории листа, по-видимому, представлены только кварц-полевошпатовыми разновидностями и тяготеют к породам высокотемпературных субфаций амфиболитовой фации и к локальным участкам гранулитового метаморфизма. Эти породы локализуются в гнейсогранитных ареалах и характерны для субстрата, бедного основаниями. На территории листа они пользуются широким распространением. В данную группу входят сравнительно однообразные по составу среднетемпературные породы, сложенные в различной пропорции микроклинном, олигоклазом (альбитом) и кварцем. В подчиненных количествах могут присутствовать щелочные амфиболы и

турмалин. Известны такие породы как позднеархейского, так и раннепротерозойского возраста.

При среднетемпературном метаморфизме повышенных и высоких давлений, проявленном в Беломорском метаморфическом поясе до начала процессов ультраметаморфизма и гранитизации (т. е. не более 640–670 °С), известны многочисленные проявления группы хизоваритов. Это среднетемпературные метасоматиты переменного состава, сложенные роговой обманкой, гранатом, кианитом, плагиоклазом, биотитом, кварцем, присутствуют мусковит, ставролит, иногда корунд, сапфирин, хлорит и клиноцоизит. В районе Южно-Беломорского (Кийостровского) сегмента широко распространен кианитовый метаморфизм и, соответственно, метасоматиты повышенных давлений.

В среднетемпературную группу также входят гранатовые, амфиболовые и другие метасоматиты, которые могут формироваться при различном режиме давлений. Частично они включают в свой состав фации, переходные к низкотемпературным образованиям (например, хлоритсодержащие). Особо следует отметить группу скарноподобных метасоматитов, возможным аналогом которых на территории листа являются родингиты. К ним относят специфические разновидности серпентинитов с гидрогроссуляром, везувианом, диопсидом и некоторыми другими минералами. Породы такого состава были описаны в Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе. Генезис этих пород не вполне ясен. Некоторыми исследователями предполагается их контактово-метаморфическое или контактово-метасоматическое происхождение.

На территории листа известны практически все главные типы низкотемпературных метасоматитов. Пропилиты являются наиболее распространенными метасоматическими породами Карелии. Особенно широко они развиты по слабометаморфизованным метабазитам, но могут быть проявлены по породам практически любого состава и в широком интервале температур. Они распространены в лопийских Сумозеро-Кенозерской СФЗ (Пулозеро-Каменноозерская и Сенегоозерская подзоны) и Киричской СФЗ (Каменноозерская и Монастырская подзоны), а также в раннепротерозойской Карельской СФО (Онежская СФЗ и СФЗ Ветреного пояса) [212].

Типоморфным минералом пропилитов является хлорит, с которым тесно ассоциируют эпидот-клиноцоизит, биотит, актинолит, реже – тальк. Хлоритоидные метасоматиты тесно ассоциируют с пропилитами. У хлоритоида сравнительно узкий температурный интервал устойчивости, для образования этого минерала необходимы условия низкой активности щелочей и высокая железистость породы. Формирование этих и других низкотемпературных метасоматитов во многом обусловлено составом исходного субстрата.

Серпентиновые метасоматиты представляют собой отдельную группу в связи со специфичностью их состава, обусловленного карбонатным или ультраосновным субстратом. В различных количествах в них присутствуют тальк, актинолит, карбонат, рудные минералы. Иногда (Бураковский массив) они представляют собой комплексное Ni-Mg сырьё, известное под названием «кемиститы» [39, 40]. Серпентиниты нередко сменяют пропилиты по простирацию зон, являясь их аналогами по высокомагнезиальным и низкокремнистым породам. В серпентинитах интенсивно проявлены разнообразные коррозийные структуры замещения, свидетельствующие не только о крупно-

масштабной гидратации пород, но и о значительном изменении их химического состава. Привнос в практически безводный субстрат до 8–12 вес. % воды не может не сопровождаться метасоматозом.

Низкотемпературные мусковитовые метасоматиты (березиты) также широко распространены в вулканогенно-осадочных образованиях, начиная от зон слабой мусковитизации до крупных тел мощностью в первые десятки метров. В большинстве случаев березиты сопровождаются сингенетичной сульфидной минерализацией (в основном пирит или пирротин). Березиты являются благоприятной средой для локализации богатых сульфидных руд наложенного типа, которые формируются несколько позже березитизации. На смежной территории к группе березитов можно отнести и специфические метасоматиты Онежской структуры с хромовыми, литиевыми и ванадиевыми светлыми слюдами (космозериты).

Под листовенитами в настоящее время обычно понимают все низкотемпературные карбонатные метасоматиты, сформировавшиеся в условиях повышенной углекислотности. Сумозерско-Кенозерский пояс в этом отношении отличается аномально повышенным содержанием карбонатных метасоматитов, часто по безкарбонатному субстрату и без соответствующих по составу подстилающих пород. Чем выше углекислотность флюидно-метасоматической системы, тем раньше проявляются листовениты в общей последовательности образования метасоматитов.

Щелочноамфибол-асбестовые и асбестовые метасоматиты преимущественно распространены западнее территории листа, в Северо-Восточном Заонежье (лист Р-36). Эти породы образуют крупные метасоматические зоны с рибекитом в ассоциации с альбитом и доломитом. Мощность кулисообразных субпараллельных тел достигает десятков и сотен метров при протяженности отдельных тел до 5–10 км. Щелочноамфибол-асбестовые метасоматиты проявлены по терригенно-карбонатному субстрату, ассоциируют с хлоритальковыми и альбит-карбонатными метасоматитами. Данные образования существенно отличаются от проявлений альбититов с щелочными амфиболами и могут быть включены в группу листовенитов. Сравнительно широко распространены хризотил- и актинолит-асбестовые породы Ветреного пояса, однако они не образуют крупных тел. В большинстве случаев эти породы ассоциируют с группой серпентиновых метасоматитов.

К альбититам относят низкотемпературные метасоматиты, главным минералом которых является альбит, обычно ассоциирующий с биотитом, хлоритом, карбонатом, кварцем, иногда с рибекитом и турмалином. Наиболее широко альбититы и ассоциирующие с ними гумбеиты (калишпатовые породы) проявлены в близконтактной области Сумозерско-Кенозерского пояса с гнейсо-гранитными ареалами.

Низкотемпературные березит-лиственитовые метасоматиты Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса близки по составу к березит-лиственитовой серии Центральной и Западной Карелии. Наиболее вероятные средне-температурные аналоги данной последовательности фаций представлены куммингтонит-жедрит-гранатовыми и куммингтонит-гранат-роговообманковыми метасоматитами на флангах Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса [185]. Пропилиты, серпентиниты и альбититы в данном районе

также проявлены, но, вследствие высокой углекислотности, они вытесняются карбонатными фациями. Метасоматиты полнопроявленного пропилит-березит-лиственитового ряда фаций известны в Рыбозерской, Шилосской (лист Р-36) и Каменноозерской, Кумбуксинской зеленокаменных структурах.

Результаты определения возраста метасоматитов и сопоставление изотопно-геохронологических данных, полученных различными методами: (SHRIMP-II (циркон), ID-TIMS (монацит, гранат), Pb-LS (гранат, апатит), а также Rb-Sr (порода в целом, слюды) и Sm-Nd (гранат, порода в целом) позволяют уточнить время закрытия различных изотопных систем в метасоматических комплексах. Это дает возможность проводить региональную корреляцию данных образований, за основу которой принимается локальное U-Pb датирование по цирконам.

Доказательные примеры наиболее древних метасоматических процессов в Водлозерском блоке (в районе пос. Верхний Шелтопорог) были приведены в работе А. С. Сергеева, С. Б. Лобач-Жученко и др. [167]. Было особо отмечено, что метасоматические каймы в кристаллах цирконов содержат многочисленные включения апатита и углекислоты. Датировки, полученные для метасоматических обрастаний, составляют 3141 ± 14 и 3127 ± 15 млн лет. Предположение о метасоматическом генезисе подобных кайм полностью соответствует данным по цирконам из свекофеннских метасоматитов Кийостровского проявления в Беломорском поясе на северной границе листа, которые точно также имеют аномально низкое Th/U отношение и положительную Eu аномалию в составе редкоземельных элементов [9].

Позднелопийские метасоматические процессы, за исключением южной, краевой контактовой зоны Сумозерско-Кенозерского пояса, проявлены локально. Низкотемпературные метасоматиты, широко распространенные в лопийских породах, главным образом имеют свекофеннский возраст.

Позднеархейский региональный метаморфизм завершается формированием средне- и низкотемпературных метасоматитов, радиологические датировки по которым для КГЗО попадают в широкий интервал – 2860–2515 млн лет. Среди них самые древние определения, по-видимому, связаны с локальными магматогенными процессами, а наиболее молодые получены по «омоложенным» высокоурановым метамиктным цирконам, нередко встречающимся в метасоматитах. Наиболее надежные геохронологические данные составляют 2650–2700 млн лет и коррелируются по времени как для КГЗО, так и для Беломорского метаморфического пояса.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Одной из важнейших особенностей метасоматитов является изменчивость условий минералообразования, связанная с остыванием флюидов во время их миграции и закономерным изменением их состава и кислотности. Вследствие этого в ходе метасоматоза обычно формируется не единственная фация, а последовательность фаций, значительно различающихся по составу, отражающих гидротермальный (гидротермально-метасоматический) цикл. В случае полнопроявленного цикла ранние фации обычно формировались в высоко-среднетемпературных условиях, а поздние – в низкотемпературных.

В этой последовательности выделяют раннюю кислотную, раннюю основную, позднюю кислотную и позднюю основную (щелочную) стадии гидротермального цикла. Под метасоматическим комплексом понимается естественная зональная ассоциация основных, кислотных и щелочных метасоматитов одного цикла развития метасоматической системы. В докембрии восточной части Балтийского щита распространены политермальные комплексы с закономерным изменением температуры в общей последовательности образования. Метасоматический комплекс имеет собственное название, отражающее его географическое положение, петрографический состав и время проявления метасоматоза. На территории листа метасоматиты преимущественно входят в состав двух метасоматических комплексов (выгозерского и нименьского), существенно различающиеся по составу, рудоносности и последовательности образования пород. Регионально проявленные метасоматиты маркируют как возраст, так и структурные и термодинамические условия времени своего образования.

Метасоматиты *выгозерского (золотопорожского)* метасоматического комплекса преимущественно распространены в позднеархейских зеленокаменных структурах в северной части листа и представлены полнопроявленным пропилит-березит-лиственитовым рядом фаций. Петротипом комплекса являются рудоносные метасоматиты проявления Золотые Пороги, расположенного на границе листов Р-36 и Р-37. По своему составу и последовательности формирования метасоматиты этого комплекса сходны с соответствующими образованиями Хаутоваарского метасоматического комплекса. Пропилиты, серпентиниты и альбититы в данном районе также проявлены, но, вследствие высокой углекислотности, они вытесняются карбонатными фациями (листвениты). Среди пропилитов широко распространены кислотные метасоматиты эпидот-хлорит-кварцевой фации, в частности хлорит-кварцевые разновидности. Базификаты представлены существенно хлоритовыми метасоматитами или эпидозитами. В переменных количествах постоянно присутствуют карбонаты.

Условия регионального метаморфизма в позднем архее соответствовали зеленосланцевой – эпидот-амфиболитовой фациям низких давлений. Наиболее вероятные среднетемпературные члены позднеархейской последовательности фаций представлены куммингтонит-жедрит-гранатовыми и куммингтонит-гранат-кварцевыми метасоматитами на южном фланге Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. В настоящее время предполагается, что главные структурные зоны, контролирующие метасоматиты, были сформированы по позднеархейским породам, но преимущественно относятся к раннепротерозойскому этапу [185, 212].

Общая последовательность образования метасоматитов близка к типичному для КГЗО ряду: ранняя кислотная стадия (андалузит-кварцевая фация) → основная стадия (куммингтонит-гранат-роговообманковая фация, иногда сульфидное оруденение, эпидот-хлоритовые пропилиты, хлорит-карбонатные листвениты) → поздняя кислотная стадия (мусковит-карбонат-кварцевые березиты) метасоматического цикла.

Пропилиты, серпентиниты и альбититы в составе данных метасоматических пород проявлены редуцированно, поскольку вследствие высокой угле-

кислотности растворов они вытесняются карбонатными фациями уже на ранних стадиях формирования. Отмечается [208], что с позднеархейскими метаморфическими процессами в Юго-Восточной Карелии также сопряжено образование магнетит-кварцевых метасоматитов (иногда с колчеданным оруденением) и редкометалльных турмалин-биотитовых метасоматитов.

Проявление Золотые Пороги, расположенное в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса, детально изучалось многими исследователями [97, 104, 106, 154, 208 и др.], которыми описаны примеры интенсивных метасоматических процессов. Вмещающие лопийские породы представлены альбит-хлоритовыми сланцами, кварцитами, углеродистыми сланцами и метакоматиитами. Породы прорваны ультрабазитами и габброидами, смяты в S-образную складку, осложненную северо-западными и субширотными тектоническими нарушениями. Пиритовые руды, образующие пластовую залежь мощностью от 5 до 40 м, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты, участками раздроблены. В зонах карбонатного метасоматоза происходит их разубоживание, с зонами окварцевания по первичным колчеданам сопряжены переотложенные пирротиновые и миллерит-пиритовые руды.

Для наложенных северо-западных и субширотных зон деформаций наиболее характерны низкотемпературные метасоматиты березит-лиственитовой ассоциации. Мощность метасоматических тел достигает 70–100 м. По субстрату ультраосновного состава в значительных количествах формировались антигоритовые серпентиниты и сопряженные с ними тальк-карбонатные листвениты. По породам среднего–кислого состава наблюдались порфиروбластические хлоритоид-кварцевые и почти мономинеральные мусковитовые породы. Для метасоматитов характерны как массивные, так и плейчатые, полосчатые, порфиробластические текстуры, приуроченность к замковым частям складок и другие признаки, свидетельствующие о син- или позднекинематических условиях минералообразования.

Примеры золотоносных раннепротерозойских метасоматитов также известны в районе Нименьгской площади в зоне сочленения Карельского и Беломорского геоблоков (*Нименьгский метасоматический комплекс*) [239]. На проявлениях Воронье, Пезозерское, Старцево, Водораздельное и др. описаны сходные примеры широкого развития метасоматитов березит-лиственитового и пропилит-лиственитового состава, развитых как вдоль структурообразующих тектонических нарушений северо-западного простирания, так и в оперяющих тектонических зонах. Особо отмечается высокая интенсивность и контрастность состава метасоматитов и вмещающих их метаморфических образований беломорского комплекса архея, интрузий основного-ультраосновного состава, вулканогенных пород свиты Ветреного пояса, вулканогенно-осадочных отложений виленгской и кожозерской свит нижнего протерозоя. В строении гипербазитовых массивов доминируют апоперидотитовые серпентиниты, часто амфиболлизированные.

Рудопроявление Половнино расположено на северо-восточном фланге Каменноозерской структурной зоны. Золотое оруденение приурочено к зоне контакта хлоритовых сланцев и серицитолитов. Вскрытая бурением часть рудной зоны характеризуется интенсивной карбонатизацией. Рудные минера-

лы представлены магнетитом, пиритом, халькопиритом и золотом. Общее содержание рудных минералов составляет до 2–5 % от объема породы при преобладании пирита.

Наиболее изученным участком проявления раннесвекофенских метасоматитов *климовского комплекса* на территории листа является Кийостровское проявление корунда. На этом острове, расположенном в 10–12 км севернее г. Онега, находится крупное тело массива раннепротерозойских метагабброамфиболитов с предполагаемым общим размером около 40 × 20 км [108]. Метасоматиты формировались как по метагабброамфиболитам, так и по контактирующим с ними кианит-гранат-биотитовым мигматизированным гнейсам и амфиболитам позднеархейского основания. Данные породы совмещены с магматическим массивом по сбросо-сдвигу и смяты в разномасштабные закрытые и изоклиальные складки с осевыми поверхностями северо-западного простирания, вдоль которых проявлены зоны наложенных преобразований.

Метасоматиты слагают две системы крутопадающих кулисообразно расположенных тел, субсогласных с простиранием пород, мощностью до 2–15 м, по простиранию прослежены на 400–600 м, формировались по субстрату различного состава и возраста. Преобладают резкие контакты, нередко структурно секущие, с крупными (до 2–6 м) реликтами исходных пород и с наложением на более ранние мигматизацию, полосчатость и огнейсование.

По составу метасоматиты преимущественно представлены гранат-роговообманковыми, плагиоклаз-пироксеновыми и гранат-плагиоклазовыми породами, значительно варьирующими по составу. Второстепенными минералами являются кианит (иногда линейно-зональный, с кальциевым амфиболом), биотит, розовый корунд, маргарит, титаномагнетит, реже – ставролит, хлорит, клиноцоизит, магнетит. Плагиоклаз имеет преимущественно битовнит-анортитовый состав, клиноцоизит – от эпидота до почти безжелезистого. В гранатах часто выражена отчетливая зональность от гелицитовой (смято-полосчатой по пойкилитовым включениям в ядрах крупных порфиробласт) структуры к однородным по составу каймам без включений. Особо в составе метасоматитов можно отметить декоративные ярко-зеленые клиноцоизитовые, гигантозернистые черные амфиболовые или пироксеновые, красные гранатовые, серовато-белые псевдоанортзитовые породы.

В результате проведенных геохимических и геохронологических работ по зональным цирконам U-Pb локальным методом (SHRIMP-II, ЦИИ ВСЕГЕИ) было обнаружено, что по цирконам из габброидов со средним возрастом ядерных частей кристаллов 2425 ± 5 млн лет формируются контрастные по составу низкоурановые метасоматические каймы цирконов, соответствующие времени около 1910 ± 10 млн лет (среднее по трем конкордантным или близконкордантным определениям для каждой из генераций цирконов [8]). Это находится в соответствии с ранее полученными материалами по датированию корундсодержащих и других (Хитостровское месторождение, Климовское, Варацкое, Кивгубское и другие проявления) метасоматически измененных пород Чупинского сегмента Беломорского пояса, для которых имеются сходные данные как по возрасту, так и по составу и геохимическим особенностям состава минералов [9, 168, 184]. Условия формирования метасоматитов соответствуют высокотемпературной области амфиболитовой фации метамор-

физма высоких давлений в поле устойчивости кианита (680–740 °С и 8–10 кбар). Кийостровские метасоматиты по вещественному составу и возрастным датировкам сопоставимы с соответствующими образованиями климовского комплекса Карельского Беломорья.

Значение метасоматоза в геологическом строении докембрийских образований и рудоносности региона достаточно велико и отражает общие особенности строения Балтийского щита. Повышенная концентрация флюидов оказывает влияние на частичное или полное плавление, метаморфическую перекристаллизацию, особенности структурных деформаций и резкое различие в интенсивности процессов концентрации–деконцентрации элементов. Поскольку метасоматические породы маркируют регрессивные этапы регионального метаморфизма, они являются репером окончания тектоно-метаморфического цикла и минеральным индикатором его условий. В настоящее время достаточно надежно определены четыре периода метасоматической активности: два позднеархейских (средне- и позднелопийские, около 2,8 и 2,7–2,65 млрд лет) и два раннепротерозойских (ранне- и позднесвекофенские, около 1,91 и 1,76 млрд лет соответственно). Более древние (более 3,1 млрд лет) и более молодые (1,15–1,05 млрд лет) метасоматиты проявлены локально и недостаточно исследованы. Аналоги метасоматических пород фанерозойского времени (360–380 млн лет), известные на смежной территории, в рассматриваемом районе вполне возможны, но достоверно не обоснованы.

Таким образом, на территории листа важнейшие этапы метасоматоза во всех докембрийских метаморфических комплексах по времени соответствуют главным геологическим событиям, в ходе которых была сформирована данная конкретная структурно-формационная область.

ТЕКТОНИКА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Общие принципы анализа тектонического строения Южной Карелии и история его изучения детально изложены в Объяснительной записке к смежному листу [42] и учтены при анализе строения листа Р-37 (Плесецк). Лист располагается на границе двух крупнейших тектонических элементов первого порядка Восточно-Европейской платформы – Русской плиты и Балтийского (Фенноскандинавского) щита [180]. В раннем докембрии по особенностям геологического развития Балтийский щит подразделяется на Свекофеннскую, Карельскую, Северо-Скандинавскую (Лаппонийскую), Беломорскую, Кольскую (Кольско-Норвежскую) структурно-формационные (СФО) или тектонические области (ТО) [47]. На территории листа Р-37 выделены фрагменты двух тектонических областей (блоков первого порядка) – Карельской и Беломорской, последняя из которых занимает весьма ограниченную площадь в северной части листа.

Тектонический анализ проводился с использованием результатов изучения геофизических карт аномального магнитного поля, гравиметрической карты в редукции Буге масштабов 1 : 1 000 000, результатов сейсмопрофилирования, карт горизонтальных градиентов (линейных структур) гравитационного и магнитного полей масштабов 1 : 2 500 000, 1 : 5 000 000.

В строении Восточно-Европейской платформы всеми авторами выделяется кристаллический фундамент и осадочный чехол. Осадочный чехол разделен на промежуточный (нижний рифейский) и венд-фанерозойский (верхний) [180], позднее нижний из них был назван авлакогенным [31]. На листе Р-37 (Плесецк) отложения рифея достоверно не установлены и соответствующий структурный этаж выделен предположительно, по геофизическим данным на тектонической схеме довендского фундамента.

Кристаллический фундамент платформы традиционно включает саамский, лопийский и карельский этажи [180]. Это деление должно быть уточнено по возрасту. Выделяются саамско-раннелопийский и средне-позднелопийский этажи. В последний условно включены сумийско-сариолийские образования раннего карелия. Следующий структурный этаж, названный нами карельским, начинается с мощных площадных кор химического выветривания, развитых на листах Q-36 и Р-36, где они перекрываются осадками ятулийского времени. На листе Р-37 коры выветривания в основании ятулия не установлены, разрез начинается с кварцитопесчаников. Этажи разделены крупными перерывами и делятся на структурные ярусы, которые в ряде случаев разде-

лены на подъярусы. Все они отражают особенности тектонического развития территории листа на протяжении 3 млрд лет.

Саамско-раннелопийский дозеленокаменный структурный этаж

Этаж выделен условно. К нему отнесены древнейшие гранитоиды грандиорит-тоналит-трондьемтовой (ТТГ) и мигматит-гранитовой формаций, возникших до формирования зеленокаменных поясов, для которых, вероятно, являлись фундаментом. Породы, образующие этот этаж, установлены только в пределах Водлозерского и Беломорского тектонических районов. Они в настоящее время приурочены к антиформам – выступам среди средне- и позднелопийских и карельских образований.

Результаты специальных исследований показали, что для пород этого этажа характерно не менее пяти этапов деформаций, сопровождавшихся образованием складок различных направлений. Они подвергались неоднократной структурно-метаморфической переработке [189, 199]. В целом структурный этаж представляет собой инфракомплекс, в котором располагаются породы лопийского этажа. Анализ данных изотопного датирования [47] показывает, что эти образования древнее 3000 млн лет. Можно предполагать, что его формирование отражает этап образования гранитоидной протокры (ранней гранитоидной коры).

По возрасту и составу выделяются два комплекса, характеризующие два этапа формирования этажа – «тоналит-трондьемитовый» (саамский, ранний) и трондьемитовый» (раннелопийский, поздний), показанные на тектонической схеме.

Саамский тоналит-трондьемитовый (ранний) этап отвечает образованию пород, выделенных на геологической карте как мигматит-диориты и метаморфические гнейсы (волоцкая толща) саамского времени. На карте аномального магнитного поля они образуют изометричную структуру с положительными значениями магнитного поля, в центре которого находится оз. Водлозеро. По данным гравиметровой съемки, для этой структуры характерны так же положительные значения поля силы тяжести. На тектонической схеме она обособлена в Водлозерский плутоно-метаморфический район (блок 2-го порядка). Соотношения пород волоцкой толщи с гнейсами и гранитоидами, а также ее границы, не установлены. Предполагается, что толща структурно несогласно перекрывается зеленокаменными образованиями лопия, ее базальные образования не установлены, верхи разреза не известны. Для лейкосомы в мигматитах из Водлозерского плутоно-метаморфического района получен возраст 3210 ± 12 млн лет. Возраст ядер цирконов (после аэробразии) оказался равным 3500 ± 60 млн лет, а возраст, определенный при помощи SHRIMP-анализатора – 3500 ± 90 млн лет.

Цирконы из включений биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсо-тоналитов в древних мигматитах в районе руч. Лайручей имеют изохронный возраст 3166 ± 14 млн лет, а для их ядра – 3400 ± 200 – 170 млн лет [189, 199]. Изотопный возраст пород волоцкой толщи превышает 3300 млн лет [47]. Судя по изотопным данным, породы этого этапа испытали влияние гранитообразования в поздний (раннелопийский) этап развития.

Раннелопийский трондьемитовый (поздний) этап преимущественно представлен породами плагиогранитного состава с редкими включениями кварцевых диоритов и метаморфических образований в качестве ранней фазы. Эти образования выявлены на периферии Водлозерского плутоно-метаморфического района в среднем течении р. Выг, в районе р. Калья, [189], к северо-востоку от оз. Монастырское и по берегам Белого моря (низовья р. Нюхча – р. Онега) [57]. На карте аномального магнитного поля площади их распространения характеризуются низкими значениями поля, а также отрицательными значениями поля силы тяжести. На р. Выг трондьемиты прорывают гнейсы и амфиболиты, сопоставляемые с метаморфитами волоцкой толщи. Отличительной особенностью плагиогранитоидов является выдержанная порфиroidная структура и тесная связь с амфиболит-гнейсовой ассоциацией. Изотопный возраст цирконов из кварцевого диорита и трондьемита, определенный методом SHRIMP-II равен, соответственно, 3140 ± 12 млн лет и $3144 \pm 9,7$ млн лет [49]. Полученные значения полностью совпадают с возрастом пород, которые получены U-Pb изохронным методом и равны 3138 ± 63 и 3141 ± 12 млн лет. Изотопный возраст цирконов из трондьемитов р. Калья равен 3141 ± 10 млн лет. Возраст гнейсов и амфиболитов, прорванных аналогичными породами в среднем течении р. Водла, равен 3151 ± 18 и 3128 ± 86 млн лет.

Эократонный гранит-зеленокаменный структурный этаж

Этот этаж на листе образован метаморфизованными осадочно-вулканогенными породами средне- и позднелопийского (3000–2500 млн лет) надгоризонтов, образующими структуры, известные в геологической литературе как «зеленокаменные пояса» (ЗКП). Также к этому этажу относятся группы мигматит- и анатектит-мигматитовых и интрузивных гранитовых и гранодиоритовых формаций. Существуют две точки зрения о происхождении ЗКП. Одни исследователи полагают, что они являются палеоструктурами, в которых накапливались вулканиты, а сами структуры приурочены к глубинным разломам [25]. Другие считают, что ЗКП являются реликтами обширного бассейна, а связанные с ними глубинные разломы возникли в конце лопия [32, 180].

К этому этажу отнесены также метаморфические породы амфиболит-гнейсовой формации (беломорский комплекс). Условно в состав этажа включены породы сумийско-сариолийского возраста, представленные на листе крупными расслоенными массивами, что связано с новой трактовкой положения этих интрузивов в общей последовательности тектогенеза. Возникновение расслоенных массивов связано с периодом спада тектонической активности, что доказывается преобладающим крутонаклонным характером дислокаций.

Верхняя граница этажа хорошо определяется в Карелии, где она связана с резким структурным несогласием и площадными корами выветривания, установленными на листах Q-36 и P-36 в основании разрезов ятулия [42]. В строении этажа выделяется три структурных яруса: ранний (хаутоваарский), средний (гимольский) и поздний (сумийский или сумийско-сариолийский).

Ранний (хаутоваарский) доскладчатый структурный ярус образован осадочно-вулканогенными породами хаутоваарского надгоризонта и интрузиями того же возраста. Именно породы этого яруса образуют Сумозерско-Кенозерский ЗКП [25].

В начальную стадию формирования яруса возникают ранние ЗКП, образующие сжатые синклинальные структуры субмеридионального простирания с крутыми, иногда опрокинутыми крыльями, осложненные мелкими складками – Маткалахтинскую, Каменноозерскую, Кенозерскую. Позднее в Каменноозерской и Кенозерской структурах происходят излияния новых порций лав. В результате возникают Пулозерско-Каменноозерская и Кенозерско-Токшинская зеленокаменные структуры, образующие более широкие синклинали с относительно пологими крыльями. Они соединяются узкой полосой осадков и вулканитов северо-западного простирания с преимущественно моноклинальным падением пород к северо-востоку (Сенегозерская моноклинал). С этого момента, по-видимому, произошло формирование единого Сумозерско-Кенозерского ЗКП, а также началось обособление Карельского и Беломорского мегаблоков. Вероятно, в это время происходило образование пород беломорского комплекса. Вдоль самой крупной на листе Кенозерско-Токшинской зеленокаменной структуры формируются первые массивы интрузивных плагиогранитов.

Средний (гимольский) структурный ярус образован осадочно-вулканогенными толщами гимольского времени (надгоризонта) и интрузивными породами преимущественно гранитоидного состава. Он подразделяется на складчатый и позднескладчатый поьярус. К первому относятся осадочные и вулканогенные образования, распространенные северо-восточнее и субпараллельно Сумозерско-Кенозерскому ЗКП, которые формируют Киричский ЗКП. На ранней стадии возникают толщи преимущественно терригенных сланцевых пород, достигающие наибольшей мощности в Пулозерско-Каменноозерской и Ундозерской подзонах этого ЗКП. Первая из них представляет собой синклинал, а Ундозерская подзона – широкий прогиб с моноклинальным пологим падением пород к востоку–северо-востоку. Эти подзоны соединяются маломощной Монастырской подзоной Киричского ЗКП. Она образована песчано-конгломератовыми осадками, залегающими непосредственно на гранитоидах саамско-раннелопийского структурного этажа (вероятно, выступ фундамента). Терригенные породы полого падают к северо-востоку. Осадки перекрыты мощной толщей вулканитов андезит-базальтового состава, слагающих основной объем Киричского ЗКП. Образование яруса завершается интрузиями гранитов и мигматит-гранитами.

Поздний сумийский (сумийско-сариолийский) постскладчатый структурный ярус. В пределах листа к нему отнесены расслоенные массивы перидотит-пироксенит-габброноритовой формации – Бураковский, Монастырский и Кийостровский, формирование которых происходило в эпоху тектонического покоя (постколлизийной стабилизации) территории. Также к этому ярусу относятся немногочисленные интрузии гранодиорит-гранитовой формации.

Разрывная тектоника на территории листа изучена недостаточно. Можно предположить, что возникновение ранних зеленокаменных поясов контролируется разрывами, залеченными вулканитами и не наблюдаемыми на поверх-

ности. Вероятно, позднее возник Южный разлом, контролирующий размещение поздних ЗКП и осложняющий строение Сенегозерской моноклинали. Морфология разломов и характер движений по ним остаются не изученными. По мнению Ю. Й. Сыстры [180], большинство разломов являются взбросо-сдвигами.

Анализ данных изотопного возраста показал, что образование лопийского этажа завершилось спадом тектонической активности. Именно с этим периодом связано возникновение расслоенных массивов. Территория Карельской ГЗО была кратонизирована [180]. Для этого времени были наиболее характерны вертикальные движения блоков коры [42]. С формированием эократонного этажа продолжилось оформление границы Карельского и Беломорского мегаблоков.

По приведенным ранее данным изотопного датирования пород можно предположить, что формирование этажа завершилось около 2300 млн лет.

Раннепротерозойский (карельский) протократонный вулканогенно-осадочный структурный этаж

На листе Р-37 этаж образован породами раннего карелия преимущественно ятулийского времени и отделен от лопийского этажа крупным перерывом. Он обособляется в пределах Карельского (ятулийского) протократона. Образование этого этажа знаменуют формирование первого осадочного чехла.

Наиболее типичными для этажа являются ятулийские осадочные породы метаморфизованной доломитовой с кварцитопесчаниками и туфогенной кварцито-песчаниковой с доломитами формаций [128]. К этому этажу также относятся осадочные и вулканогенные породы позднего карелия, связанные, по нашему мнению, с отраженной активизацией протократона при развитии Свекофеннской тектонической области, расположенной на смежном листе Р-36 [42]. В подавляющем большинстве случаев они находятся в пределах одних и тех же синклиналиных складок, что и породы раннего карелия [42]. Породы этого этажа образуют Сумозерско-Онежскую тафрогенную зону – полосовидную структуру северо-западного простирания, с преимущественным падением их к северо-востоку и параллельную Киричскому ЗКП. Образующие ее породы трансгрессивно перекрывают нижележащие толщи. Основная ее часть является приразломным вулканогенным прогибом (моноклиналию) Ветреного пояса. Незначительный фрагмент пород этого этажа расположен у западной рамки листа и относится к Онежской структуре. Карельский структурный этаж делится на два структурных яруса.

Первый (раннекарельский) структурный ярус в пределах листа образован терригенными породами двух типов разрезов. Один тип разреза характеризуется туфогенно-кварцитопесчаниковой ассоциацией пород с доломитами кожозерской свиты и развит в Ундозерской моноклинали вулканогенного прогиба Ветреного пояса. К западу от оз. Кожозеро образования яруса практически выклиниваются. Второй тип разреза, сложенный ассоциацией доломитов с кварцитопесчаниками, относится к Прибрежной (лагунной) зоне Онежского синклинория и детально охарактеризован на смежном листе Р-36 [42].

Второй (позднекарельский) структурный ярус образован осадочно-вулканогенными и интрузивными породами людиковийского и калевийского (на смежном листе Р-36) времени. В структуре Ветреного пояса породы этого яруса протягиваются узкой полосой вдоль по границе Карельского протократона и Беломорского блока и содержат вулканические центры [42]. В основании разреза яруса в структуре Ветреного пояса развиты метатерригенные породы: алевролиты, аргиллиты, песчаники, кремнистые и углеродистые сланцы, туфы вулканитов среднего состава, метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации. Эти породы относятся к метаморфизованным углеродисто-кремнисто-терригенной с туфами андезитов, а также пикрит-базальтовой, базит-гипербазитовой и гипербазит-габбро-габбродиоритовой формациям. Они перекрывают породы первого яруса, а западнее оз. Кожозеро ложатся непосредственно на образования Киричского ЗКП лопийского (эократонного) этажа. Осадки перекрыты мощной толщей вулканитов толеит-базальтового и пикрит-базальтового составов с горизонтами сланцев и туфов.

На тектонической схеме не показаны малые интрузии базит-гипербазитового составов, которые относятся к этому же ярусу. Они трассируют зону протяженного разлома (Средний разлом), приуроченного к нижней границе среднего яруса или расположенного вблизи нижней границы этажа.

Вероятно, с этой же эпохой связано возникновение Северного разлома, приуроченного к границе позднекарельского структурного яруса с лопийскими образованиями беломорид и на значительном протяжении перекрытом отложениями венда (поздний протерозой). Плоскость разлома круто падает к северо-востоку.

Можно предположить, что в конце позднекарельского времени окончательно оформилась граница между Карельским и Беломорским мегаблоками. Граница между ними предстает как мощная межблоковая зона, длительно развивавшаяся от среднего лопия до позднего карелия и смещавшаяся на северо-восток в сторону Беломорского блока. Она предстает как единая структура, которую можно назвать «Межблоковой зоной Большого Ветреного пояса». Наиболее поздним является Волошовский разлом северо-восточного простирания, секущий позднекарельские структуры.

Все рассмотренные выше процессы привели к возникновению кристаллического фундамента осадочных толщ чехла Русской плиты.

Рифейский протократонный структурный этаж

Достоверно установленные рифейские образования на листе Р-37 отсутствуют. Однако в его юго-западной части по геофизическим данным условно был выделен массив, сопоставляющийся по своим характеристикам с формацией гранитов-рапакиви [47]. Этот массив, полностью перекрытый отложениями палеозойского чехла, показан на тектонической схеме довендских образований.

Структурный этаж современного венд-фанерозойского осадочного чехла

Современный осадочный чехол в пределах листа Р-37 (Плесецк) структурно несогласно и с огромным перерывом перекрывает породы раннего докем-

брия. Перерыв вызван выпадением из разреза образований рифейской эоно-темы (зона) и разрез осадочного чехла начинается только с пород верхнего отдела вендской системы, отнесенных к постбайкальскому этапу развития территории ВЕП [31]. Термин представляется неудачным, так как породы венда не имеют отношения к байкальскому этапу (рифейский эон).

Платформенный структурный этаж (осадочный чехол)

Постбайкальский структурный ярус. Верхневендские осадки на Русской платформе представляют собой древнейший трансгрессивный комплекс, образующий на большей части платформы основание осадочного чехла и резко несогласно залегающий на фундаменте [152]. На рассматриваемой территории этот ярус соответствует юго-восточному склону Балтийского щита или северо-западному крылу Московской и западному крылу Мезенской синеклиз. Залегает структурный ярус субгоризонтально с падением пластов на юго-восток и восток под углами в доли градуса; разрывные нарушения практически отсутствуют. Мощность структурного яруса возрастает в направлении на восток–юго-восток.

Имеющиеся данные указывают на различие в особенностях развития поздневендского бассейна седиментации в его юго-западной и северо-восточной частях. Анализ положения изогипс поверхности фундамента и изопакит венда показал, что между Мезенской и Московской синеклизами намечается положительная структура (антиформа), являющаяся юго-восточным продолжением структуры Ветреного пояса в осадочном чехле и названная нами «Сямозерско-Сухонский вал». В литературе она известна как «Сухонская седловина» [31]. Образования постбайкальского яруса относятся к пестроцветной и, частично, красноцветной конгломерато-песчаниковой, а также красноцветной аргиллит-алевролит-песчаниковой с туфами и туффитами формаций. В пределах листа названные выше структуры обладают самостоятельными типами разрезов. Для Московской синеклизы характерны преимущественно песчаные отложения. Для Сямозерско-Сухонского вала типичны конгломераты и осадочные брекчии, Мезенская синеклиза содержит в разрезах песчано-глинистые и туфогенные отложения.

Герцинский структурный ярус слагается породами с возрастом от среднего девона до верхней перми; в самом юго-восточном углу листа ярус надстраивается отложениями нижнего триаса. В целом структурный ярус наследует область распространения верхневендского яруса. Для него также характерно общее падение пород и постепенное увеличение мощности на восток–юго-восток.

Как и все породы платформенного структурного этажа, породы яруса практически не дислоцированы. Известны лишь отдельные нарушения общего падения пород на юго-восток и отмечаются дислокации локального характера [241]. Из разреза структурного яруса на большей части территории выпадают нижняя часть нижнего карбона (турнейский ярус и низы визейского яруса). Этот перерыв отмечен эпохой бокситообразования, что дает некоторым авторам основание разделять верхнепалеозойский структурный ярус на два подъяруса [152] или выделять два самостоятельных структурных яруса

[95]. Известны также другие перерывы, связанные с регрессиями бассейна седиментации. В частности отсутствуют отложения башкирского яруса; породы уфимского яруса залегают на эродированной поверхности сакмарских отложений, установлен ряд трансгрессивно-регрессивных циклов в девоне.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Схема глубинного строения (СГС) составлена с целью выявления связи между глубинными геофизическими неоднородностями и верхнекоровыми тектоническими структурами. СГС создана на основе анализа исходных геофизических материалов: карт поля силы тяжести, также использованы материалы ГСЗ по профилю «Рубин-1» (пикеты 23–45). Профиль проходит в северной части листа, его положение показано на схеме глубинного строения [11].

Использована также схема мощности земной коры (изогипсы проведены через 2 км), отражающая положение границы «М» (Мохоровичича), взятая из отчета ВСЕГЕИ [259], а также показаны районы с положительными и отрицательными значениями поля силы тяжести.

Анализ материалов позволяет говорить, что выделяются Карельская и Беломорская тектонические области, граница между которыми проходит по Северному разлому. Для первой характерны повышенные мощности коры (42–50 км), неравномерное поле силы тяжести (примерно равное количество площади, занятой положительными и отрицательными аномалиями поля) и их преимущественно субмеридиональная ориентировка.

Беломорская тектоническая область отличается пониженной мощностью коры (36–40 км), линейным характером аномалий северо-западного простирания и преобладанием на площади положительных значений поля силы тяжести. Граница между областями не выражена в резком изменении мощности коры, но на значительном протяжении трассируется градиентом поля силы тяжести, связанным с разуплотнением пород. На тектонической схеме к градиенту приурочен Северный разлом.

В Карельской тектонической области по геологическим данным и результатам гравиметровой съемки выделяются крупные тектонические структуры, не являющиеся тектоническими блоками – Водлозерский плутонометаморфический район, Токше-Вожелачская зона зеленокаменных структур и структура Большого Ветреного пояса. Наиболее древней из них, вероятно, является Водлозерский район, к которому на поверхности приурочены древнейшие тоналиты саамия. К его обрамлению тяготеют трондьемиты лопия. Оба эти комплекса образуют ТТГ (тоналит-трондьемит гнейсовую) ассоциацию. К Токшо-Вожелачской зоне субмеридионального простирания тяготеют зеленокаменные толщи среднего лопия, на дочетвертичной поверхности образующие Сумозерско-Кенозерский зеленокаменный пояс. Северо-западная структура Большого Ветреного пояса частично включает зеленокаменные породы лопия, но большей частью с ней на поверхности связаны образования позднего карелия. На дочетвертичной поверхности этой структуре соответствуют Киричский зеленокаменный пояс и Сумозерско-Онежская тафрогенная структурная зона.

Анализ профиля «Рубин-1» показывает, что граница «М» на значительном его протяжении расположена на глубине 40 км и плавно погружается до 43 км в районе г. Плесецк. В разрезе профиля выделяются три слоя коры – нижний, средний и верхний, что характерно для континентального типа кор. Нижний слой (6,9–7,2 км/с) на большем протяжении обладает мощностью, близкой к 10 км и только на востоке (восточнее р. Онега) его мощность резко возрастает до 20 км и отвечает небольшой положительной аномалии поля силы тяжести. Возможно, это связано с нескрытой интрузией основных пород. Средний слой (6,4–6,9 км/с) обладает переменной мощностью: от 12 км (на западе) до 20 км в пределах границ структуры Большого Ветреного пояса и резко сокращается до 5–7 км в районе нескрытой интрузии основных пород. Верхний слой (5,9–6,4 км/с) обладает переменной мощностью, обратно связанной с изменением мощности средней коры. В районе кряжа Ветренный пояс отмечается возрастание скорости в его верхах, вероятно, отражающее положение покровов основных–ультраосновных метавулканитов свиты Ветреного пояса.

Профиль «Рубин-1» не показывает связи глубинного строения коры со структурами на ее поверхности. Для определения глубинности структур в настоящее время недостаточно данных.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

В геологической истории территории листа Р-37 (Плесецк) выделяются пять периодов, различающихся особенностями развития. Ранний период отражает формирование ранней земной коры, второй – становления и развития гранит-зеленокаменной области или эократона, третий – возникновения и эволюции протократона, четвертый – возникновения первого осадочного чехла и пятый – современного осадочного чехла Восточно-Европейской платформы.

Первый период (3600–3000 млн лет). Формирование ранней земной коры

Образование ранней земной коры по времени соответствует саамскому зону и раннелопийской эре. Геологическая история ее возникновения на территории листа не изучена, этот период выделяется условно. Предположительно, образование коры не связано с интрузивной деятельностью, а отражает процессы дифференциации корового вещества с образованием относительно устойчивых участков сиалических пород – гранодиоритового (тоналитового) и плагиогранитового (трондьемитового) составов. В геологической литературе они известны как комплекс тоналит-трондьемитовых гнейсов (ТТГ). Возраст этих образований превышает 3000 млн лет. Породы комплекса ТТГ метаморфизованы в условиях высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций умеренных давлений и мигматизированы. На территории листа реликты изотопных значений возраста в 3000–3600 млн лет сохранились в Водлозерском плутоно-метаморфическом районе вблизи оз. Водлозеро. Предположительно, породы комплекса ТТГ должны выступать как фундамент для пород следующего периода геологической истории.

К этой же эпохе относится формирование гнейсового комплекса (волоцкая толща), расположенного восточнее р. Сухая Водла и представленного ассоциацией амфиболсодержащих биотитовых гнейсов и амфиболитов. По данным В. В. Куликовой, разрез толщи образован преимущественно амфиболитами по вулканитам основного, реже – ультраосновного состава с изотопным возрастом 3391 ± 76 млн лет [103, 201].

Завершается период формированием обширных ареалов мигматит-плагиогранитов, для которых преобладающие значения изотопного возраста варьируют в инт. 3240–3140 млн лет.

На месте Беломорской тектонической области в это время также, вероятно, формировалась первичная сиалическая кора.

Второй период (3000–2450 млн лет).

Становление и развитие гранит-зеленокаменной области (эократона)

Этот период охватывает интервал времени от средне- и позднелопийских эр до сумийского времени раннекарельской эры. В его истории выделяются три стадии – начальная, средняя и поздняя.

Начальная стадия длится от среднелопийской эры до начала гимольского времени позднелопийской эры. Она начинается с образования разрывов в земной коре, вдоль которых отмечается подъем мантийного вещества, формирующего сквозькоровые локальные аномалии повышенной плотности, в результате чего образуются в коре структуры антиформного типа. В их апикальной части в верхней коре проявляется вулканическая деятельность и образование протяженных зеленокаменных структур. Происходит формирование коматиит-толеитовых лавовых ассоциаций в обрамлении Водлозерского овала. Вулканизм начинается в Сумозерско-Кенозерской структурно-формационной зоне и зеленокаменной структуре Маткалаhti. Вулканиды формируют ранние зеленокаменные пояса (ЗКП-1), к которым относится Сумозерско-Кенозерский. Одновременно с антиформами в коре часто сопряжены сквозькоровые аномалии пониженной плотности.

К поздним зеленокаменным поясам (ЗКП-2) относится Киричский. Его образование начинается с конгломератов и толщ граувакк. Они сменяются излияниями лав риодацитов, перекрытых толеитовыми базальтами. За пределами структур толщи конгломератов, граувакк и кислых лав выклиниваются и на удалении от них широко развиты только покровы основных вулканидов. Одновременно формируются интрузивные массивы плагиогранитов. Процессы магматизма сопровождаются активизацией ранних разломов и возникновением новых. Разломы контролируют размещение ЗКП-2 и приводят к дальнейшей блокировке территории.

В Восточно-Карельском районе началось обособление Беломорского и Водлозерского блоков. Наметилось обособление «Водлозерского овала», к восточной границе которого приурочены Сумозерско-Кенозерская и Киричская СФЗ, к западной и северной границам (за пределами листа Р-37) – Хаутоваарско-Сегозерская, Шилосская, Каменноозерская СФЗ.

В результате этих процессов в раннегимольское время восточная часть территории (Водлозерский блок) испытала подъем.

В среднюю стадию (позднегимольское время) начинаются процессы складчатости, гранитообразования и формирование метаморфической зональности, охватывающие всю территорию Карельской гранит-зеленокаменной области. В Водлозерском блоке и Киричской СФЗ происходила активизация разломов и возникновение новых, менее глубинных. С ними связано формирование базит-гипербазитовых, эндербит-чарнокитовых и диоритовых комплексов. В начале тектонические движения проходили по разломам субвертикальной ориентировки с образованием приразломной складчатости. На удалении от разрывов возникали простые открытые широкие складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Характер складчатости и разрывной тектоники позволяют предполагать преимущественные вертикальные движения. Практически одновременно со складчатостью в верхней коре

в гнейсогранитных выходах фундамента достигались условия эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений и начинают формироваться мигматит- и анатектит-граниты. Процесс мигматизации и гранитообразования сопровождается привнесом щелочей и образованием микроклина. Эти процессы приводят к реоморфизму и омоложению пород фундамента.

Формирование разнообразного комплекса интрузивных гранитоидов, с которым связано появление первых натриево-калиевых гранитов, наиболее широко было проявлено в Водлозерском блоке. Одновременно с гранитообразованием развивается региональная складчатость и формируется региональная метаморфическая зональность. Для восточной части Карельской гранит-зеленокаменной области на листе Р-37 характерен сравнительно однородный зеленосланцевый метаморфизм неопределенных (умеренных или повышенных) давлений.

Происходило, вероятно, возрастание жесткости коры. Почти одновременно со второй фазой складчатости в коре возникали массивы наиболее поздних калиевых гранитов.

В конце стадии происходит окончательное формирование Беломорского складчатого пояса, внешнего по отношению к Карельской гранит-зеленокаменной области. В нем проявляется региональная складчатость и метаморфизм ребольской эпохи. Для этой структуры весьма типичны явления ультраметаморфизма и образование мигматизированных гнейсов. По степени интенсивности эндогенных процессов и складкообразования Беломорская тектоническая область является наиболее тектонически активной. Складчатость в ее пределах является в высшей степени сложной. На этой стадии (около 2600 млн лет) завершается формирование Карельского геоблока как гранит-зеленокаменной области.

Третья, заключительная стадия второго периода, отделенная от предшествующей перерывом не менее, чем в 100 млн лет, отражает тектономагматическую активизацию сумийского времени раннекарельской эры.

В эту стадию продолжалось воздымание Карельской гранит-зеленокаменной области и образование двух тектонических (плутонических) зон – Бураковской и Монастырской. Первая включает Бураковский расслоенный массив основных–ультраосновных пород и (по геофизическим данным) не вскрытый аналогичный массив в акватории Онежского озера (Бураковская плутоническая зона). Оба массива образуют сквозькоровые локальные аномалии повышенной плотности, формирующие антиформы.

К Монастырской плутонической зоне относятся перидотит-пироксенит-габброноритовые массивы одноименного комплекса. Их внедрение привело к южному тектоническому ограничению Карельской гранит-зеленокаменной области и превращению ее в протократон. В это же время произошло окончательное формирование в коре структуры Водлозерского овала. Его южное крыло связано с образованием Бураковской и Монастырской ПЗ, восточное отражает структуру западной периферии «Водлозерского овала», воздымавшегося в это время, западное и северо-западное крылья (за пределами листа Р-37) возникли одновременно с образованием Хаутоваарско-Сегозерского, Шилосского и Каменноозерского зеленокаменных поясов. Все крылья этой коровой структуры погружаются к ее центру.

Специфичность развития гранит-зеленокаменной области связана с проявлением тектоники и метаморфизма, близких по своим особенностям к стабилизированным областям, в то время как особенности магматизма сближают ее с подвижными поясами. Этим и определяется необходимость введения специального термина «эократон» для гранит-зеленокаменных областей. В конце этого периода территория Карельской тектонической области превратилась в единую кратонизированную область. В третьем периоде породы эократона представляли собой дюятулийский фундамент.

В Беломорском метаморфическом поясе (мегаблоке) в это время происходила активизация ранее существовавших и возникновение новых разломов. Формируются интрузивы кийостровского базит-гипербазитового комплекса с возрастом 2425 млн лет.

Третий период (2300–1750 млн лет). Возникновение протократона

Этот период, по-видимому, отделен от предшествующего перерывом не менее 50 млн лет. В его геологической истории на территории листа выделяются три стадии развития. Им предшествует длительный период денудации образований предшествующего периода и выравнивание территории (пенепленизация). В результате на дневную поверхность были выведены породы, возникшие в коре на разной глубине. В процессе выравнивания рельефа в сохранившихся депрессиях накапливаются полимиктовые конгломераты сариолийского времени. Именно с этого момента начинается геологическая история третьего периода. В этот период сформировались породы раннекарельской и позднекарельской эр (от ятулийского до людиковийско-калевийского времени).

Ранняя стадия начинается с формирования карбонатно-терригенных и терригенных толщ ятулийского времени. В раннеятулийское время бассейн располагался в Онежской СФЗ и представлял собой корытообразную депрессию, в центральной части которой накапливались псефитовые и псаммитовые, существенно кварцевые осадки мощностью до 2000 м. На его периферии распространены псаммиты, частью с карбонатным цементом, мощность которых меняется от 200 до 0 м. Значительная часть области седиментации представляла собой мелководный бассейн, в котором отмечаются отложения со знаками ряби и трещинами усыхания, а также наблюдаются мощные косослоистые серии (до 1–2 м). Завершается седиментация накоплением аллювиальных отложений из почти мономинерального кварцевого материала (до 95–99 % кремнезема). Этап осадконакопления сменился излияниями базальтовых лав, образовавших лавовое плато на большей части области седиментации [188].

В позднеятулийское время седиментация началась с отложения маломощных песчаных осадков. Терригенная седиментация быстро сменилась хемогенным осадконакоплением, в результате которого накапливались сланцево-карбонатные толщи в мелководных условиях с образованием первых красноцветных и гематитсодержащих пород. В ятулии в карбонатных породах возникли первые колониальные формы строматолитов (Онежская СФЗ). Процес-

сы седиментации в это время сместились к периферии расширившегося бассейна, прилегающей к областям размыва (Онежская СФЗ) и проходили в мелководных условиях лагун [203]. Эти условия характерны для прибрежной части бассейна седиментации (структуры района Онежского озера). Практически в эту стадию происходило накопление первого осадочного чехла в условиях кратонизированной области, известной в литературе как ятулийский материк [27, 32] или Карельский кратон [187].

Вторая стадия развития связана с породами людиковийского времени, с которого началось развитие Сумозерско-Онежской тафрогенной структурной зоны. В ее центральной части (приразломный вулканогенный прогиб – моноклиналь Ветреного пояса) началось интенсивное накопление мощных толщ вулканитов основного и ультраосновного составов. В пределах Онежской структуры Карельского кратона в ее восточной краевой части в это время также происходили вулканические процессы, но в условиях мелководных бассейнов, сопровождающихся формированием горизонтов углеродистых сланцев органического происхождения.

Третья стадия отличается проявлением региональной складчатости и метаморфизма. Возникновение Онежского прогиба связано, вероятно, с погружением этой части коры и воздыманием территории к северу и востоку от нее. Процессы регионального метаморфизма проявляются синхронно со складчатостью и гранитообразованием. В Карельском протократоне осадочно-вулканогенные породы метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-хлоритовой и мусковит-хлорит-биотитовой субфаций зеленосланцевой фации. Метаморфизм отвечает условиям низких или умеренных давлений андалузитового типа с локально проявленными приразломными зонами, для которых типичны условия повышенных давлений. Интенсивно проявлены процессы низкотемпературного метасоматоза пропилитовой и березитовой фаций.

Региональный метаморфизм Беломорского метаморфического пояса отличается появлением высокобарных ассоциаций амфиболитовой фации повышенных давлений. На о. Кий установлены разнообразные по составу средне- и низкотемпературные метасоматиты с возрастом 1900 млн лет [9]. Сходные метасоматиты отмечаются в зоне сочленения Карельской и Беломорской тектонических областей в Кожозерско-Нименьгской структуре [246].

К концу этого периода вся территория листа представляла собой кратон.

Четвертый период (600–300 млн лет).

Эпоха формирования осадочного чехла платформы

Этот период отделен от раннедокембрийских образований продолжительным временем (весь рифей и ранний венд) тектонического и эндогенного покая длительностью около 900 млн лет. Эпоха формирования осадочного чехла платформы началась с образования отложений позднего венда, залегающих структурно несогласно на всех более ранних породах.

Постбайкальский (вендский) этап. Поздний венд – время первой на Восточно-Европейской платформе трансгрессии, с которой связано начало формирования осадочного чехла на обширной территории. Трансгрессия

происходила на пенепленизированную территорию при быстром погружении дна бассейна. Вначале грубообломочными осадками были заполнены неглубокие локализованные впадины в архейско-рифейском субстрате, что привело к формированию осадков усть-пинезжской свиты. Е. М. Аксенов [1] полагает, что для этого времени была характерна ингрессия, проникновение мелководного бассейна по наиболее пониженным участкам рельефа со стороны обрамлявших платформу подвижных зон, после чего началось накопление глинистых осадков. Вендский бассейн характеризовался небольшой глубиной, временами его глубина не превышала зону фотосинтеза, о чем свидетельствует наличие в породах пленок растительного происхождения. На это же указывают и отпечатки бентосных мягкотелых организмов на поверхностях напластования пород.

Граница современного распространения осадков венда не совпадает с палеограницей вендского бассейна, о чем свидетельствует отсутствие прибрежных фаций в краевых зонах области распространения пород венда. Бассейн распространялся на значительные области современного Балтийского щита, а на территории листа установлен преимущественно в Мезенской и Московской синеклизах и в акватории Белого моря. Смена алевроитово-глинистых пород, преобладающих в нижней и средней частях разреза венда, косослоистыми песчаниками в его верхней части свидетельствует о постепенной смене бассейновых условий седиментации континентальными. Питающей провинцией в вендскую эпоху были складчатые сооружения байкалит Тимано-Печорской области.

Южная часть листа была занята вендским морским(?) палеобассейном. Исключение составлял район, расположенный к востоку от Онежского озера и кряжа Ветренный пояс – Сямозерско-Сухонский вал. В этом районе накапливались мелководные красноцветные отложения. Ветренный пояс в венде был выражен в виде поднятия, продукты размыва которого образовали конгломераты в основании верхнего венда на склонах кряжа. Анализ характера зоны сочленения верхневендского чехла Русской плиты и дислоцированных комплексов Балтийского щита позволяет также сделать заключение, что граница между этими двумя структурными подразделениями является эрозионной.

После продолжительного перерыва в осадконакоплении (силур – средний девон), связанного с процессами тектономагматической активизации на Балтийском щите и его воздымания, на Русской платформе произошла коренная перестройка структурного плана территории. Активизация тектонических движений привела к погружению обширных площадей и формированию нового эпиконтинентального бассейна седиментации, основная область погружения которого была на востоке платформы.

Герцинский (позднепалеозойский) этап (северное крыло Псковско-Верховолжской синеклизы).

Позднепалеозойский этап формирования платформенного чехла на территории листа охватывает промежуток времени от живецкого до фаменского века позднего девона. При этом, учитывая скользящий характер возрастных границ, продолжительность его формирования в разных частях платформы была неодинакова.

Особенностью этого этапа является существенно новый структурный план платформы, характеризующийся разнообразием тектонических форм, формационных типов и более широкой площадью их распространения.

Изменения структурного плана, обусловленные дифференцированными движениями мегаблоков фундамента, привели к погружению Мезенского, Волго-Уральского, а также Центрального и Западно-Балтийского участков платформы. Произошла переориентация Московской синеклизы и образование в ее восточной части структуры – моноклизы, открытой на восток к Уралу и особенно хорошо выраженной в отложениях перми.

Обширный бассейн, занимавший большую часть платформы, в разных своих частях характеризовался существенными различиями, зависящими не только от близости открытого моря, но и от тектонических особенностей тех структур, в пределах которых он располагался.

С живетско-раннефранкской трансгрессивной стадией связано накопление преимущественно терригенных формаций, как результат сноса обломочного материала с обширных участков суши со сравнительно слаборасчлененным рельефом. Размыву подвергались как кристаллические породы фундамента, так и осадочные образования чехла.

Структурный план платформы не менялся, так же, как и ее палеогеографические условия. Начало осадконакопления характеризовалось преобладанием накопления терригенных осадков с постепенным переходом к устойчивому накоплению карбонатов. Количество терригенного материала зависело от удаленности от области размыва – южной части Балтийского щита: на его склонах сохранились краевые фации девонского моря [31].

Позднепалеозойский–раннемезозойский этап (ранний карбон–пермь–ранний триас). Предшествующий началу этапа перерыв в осадконакоплении был кратковременным (до 3–4 млн лет) и обусловлен региональным сжатием и сводовыми поднятиями большей части платформы, главным образом в ее центральной и западной частях, что привело к выходу их из-под уровня моря и размыву накопленных ранее осадков. Осадконакопление не было непрерывным, середина визейского яруса и конец раннего–начало среднего карбона соответствует перерывам, продолжительность которых оценивается в 9–10 млн лет. Характерной особенностью каждой стадии этого этапа является их тектоническая обусловленность, выраженная четкими границами глубоких региональных размывов и перерывов в осадконакоплении, отражающих цикличность более высоких порядков.

Регрессивная стадия раннегерцинского тектоно-седиментационного цикла в разных частях платформы началась в центральной и западной частях Московской синеклизы, где, начиная со среднефранского времени и до турнейского века включительно, происходило общее обмеление бассейна с возникновением лагун с повышенной соленостью, сопровождавшееся накоплением гипсово-доломитовых формаций. В сегменте бассейна, располагавшейся в восточной и юго-восточной частях платформы (Волго-Уральская антеклиза) продолжались активные погружения и накопление карбонатных осадков вплоть до раннего визе.

Первая значительная регрессия охватила середину раннего карбона; с этим временем связана эпоха денудации и бокситообразования. После нее накопление терригенных осадков сменилось карбонатонакоплением.

К началу раннего карбона морской бассейн располагался в пределах Восточно-Русской моноклизы. Устойчивое морское осадконакопление в западной (Московской ее части) началось в тульско-алексинское время, в пределах Мезенской – в серпуховском веке.

На начальной стадии своего развития в визейском веке в условиях гумидного климата и поступательного развития трансгрессии формировались многочисленные лагуны, заливы, отмели и острова. Аридизация климата в стешевское время (серпуховский век) привела к образованию лагун в прибрежной зоне западной (Московской) части бассейна и к накоплению терригенно-карбонатной формации. Этой формацией здесь завершается нижний трансгрессивно-регрессивный цикл второго порядка, отвечающий начальной стадии позднепалеозойско-раннемезозойского этапа. Следующий крупный трансгрессивно-регрессивный цикл начался с московского века и предварялся поднятием территории. Перерыв в осадконакоплении отвечает концу серпуховского (запалтюбинское время) – башкирскому веку. Активное погружение создавало огромные ёмкости для накопления мощных морских, преимущественно известняковых осадочных формаций (до 10 км и более). Гжельский век ознаменовался началом регрессии и формированием мелководных бассейнов, сохранившихся в северной и восточной частях территории.

Не происходит существенных изменений в палеогеографической обстановке и на рубеже карбона и перми. Лишь в разрезах бассейна Кубенско-Сухонской и Северо-Двинской СФЦЗ отмечаются признаки медленной регрессии бассейна, что приводит к ухудшению водообмена с океаном и появлению угнетенного облика некоторых видов фораминифер. В сакмарский век формируется остаточный бассейн, лишь периодически имеющий связь с океаном. Выше сакмарского яруса установлен крупный перерыв, отвечающий артинскому и кунгурскому векам и соликамскому времени. По мнению В. И. Розанова [151], в конце ранней перми существенных перестроек конфигурации бассейна седиментации не происходило, и уфимский бассейн является продолжением и завершением раннепермского. На территории листа в уфимском веке (шешминское время) формируется толща красноцветных терригенно-сульфатных осадков лагунной формации. На западной окраине бассейна – толща континентальных и прибрежно-морских песков. Отложения с размывом и существенным перерывом залегают на сакмарских породах и перекрываются лагунно-морскими терригенно-карбонатными отложениями или морскими карбонатными отложениями немдинского горизонта нижнеказанского подъяруса.

С начала позднеказанского (поволжского) времени отмечается медленная регрессия, осложненная кратковременной трансгрессией в начале северодвинского века. В позднеказанское время происходит резкое изменение физико-химического режима в морском бассейне и формируются толщи хемогенных доломитов и известняков. Роль органогенных известняков резко падает.

Рубеж казанского и уржумского веков большинством исследователей [19, 151] рассматривается как перестройка областей сноса и нарушение связи морского бассейна с океаном. Уржумский век характеризуется существованием обширного внутреннего водоема, в котором с запада на восток четко

прослеживается зональность от грубых песчанистых толщ через глинистые до глинисто-карбонатных. Такая же зональность прослеживается и с юга на север, но завершается она формированием нормально морских карбонатных осадков. В начале северодвинского века фиксируется довольно значительная трансгрессия сухонского времени. Наступившая затем регрессия (конец путятинского времени) привела к формированию системы остаточных водоемов вятского века, изолированные фрагменты которых сохранились в раннем триасе.

На большей части территории рубеж палеозойской и мезозойской эр обычно характеризуется перерывом в осадконакоплении.

Завершающая стадия позднегерцинского этапа, обусловленная общим поднятием территории платформы и регрессией моря, в разных ее частях началась в разное время.

Кайнозойский период (эпоха)

К началу мезозоя была сформирована поверхность выравнивания (Спиридонов, 1978), она была выработана на метаморфических и магматических породах архея, протерозоя и палеозоя. К началу плейстоцена уже были сформированы основные формы рельефа и многие его детали, определяемые морфоструктурным планом. В последующее время они были преобразованы под действием ледниковых покровов.

Отложения плейстоцена сохранили следы многократных колебаний климата, сопровождавшихся чередованием ледниковых и межледниковых эпох. В периоды межледниковий происходило полное таяние материкового льда и формировались толщи морских и континентальных осадков.

В голоцене накапливались и продолжают формироваться гетерогенные континентальные отложения: аллювиальные, озерные, озерно-аллювиальные, эоловые, биогенные, элювиально-делювиальные; в районах городов, сел, разработок полезных ископаемых, а также вдоль дорожных магистралей формируются техногенные отложения.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По особенностям геологического строения на описываемой территории выделяются два крупных континентальных региона – северо-западная ее часть относится к Балтийскому щиту и его склонам, юго-восточная – к северо-западной окраине Русской плиты. Каждый такой регион характеризуется специфическими чертами происхождения, развития и морфологии рельефа.

С точки зрения геоморфологического районирования (С. С. Воскресенский, А. И. Спиридонов и др., 1980) территория листа делится на две геоморфологические страны: Фенноскандия и Русская равнина, соответствующие Балтийскому щиту и Русской плите. В составе Фенноскандии на территории листа выделяются Восточно-Беломорский, Ветреного пояса и Восточно-Прионежский районы. В составе Русской равнины – Тихвинско-Вепсовский, Белозерский, Коношско-Няндомский и Онежско-Двинский районы.

Современный рельеф щита формировался на докембрийских образованиях архея и протерозоя. Поверхность площади щита развивалась в условиях длительного континентального режима, во время которого господствовали денудационные процессы. Близкое к современному гипсометрическому положению равнины приобрели скорее всего с началом активизации восходящих движений на границе палеогена и неогена, когда наблюдалось усиление тектонической деятельности и в других районах Русской платформы [116, 117, 132, 137]. В дальнейшем рельеф видоизменялся на протяжении плейстоцена и начала голоцена, главным образом за счет ледниковой экзарации и аккумуляции.

В пределах северо-запада Русской плиты кристаллический фундамент глубоко (до 1500–2000 м) погребен под чехлом пологомоноклинально залегающих осадочных пород венда и палеозоя. Четвертичная поверхность редко превышает 200 м абс. выс. и представляет собой равнину, на которой свободно развивались процессы гетерогенной денудации и неоплейстоценовой аккумуляции. Различная устойчивость палеозойских пород к денудации содействовала формированию невысоких плато и возвышенностей (Андомская, Коношско-Няндомская, Верхневажская, Мегорская и Кенозерская гряды), чередующихся с обширными низинами (Воже-Лачская, Мошинская, Лаче-Онежская и др.). В юго-восточной части Онежского–Беломорского водораздела с северо-запада на юго-восток вытянута плоская гряда Ветреного пояса с отметками поверхности 250–300 м. В западной ее части на плоской поверхности отдельные вершины достигают абс. выс. 320–350 м. Гряда круто

обрывается к северу и полого опускается на юг. Вдоль побережья Онежской губы протягивается Прибеломорская низменность, представляющая собой заболоченную равнину. У побережья она поднимается до отметок 60–80 м.

По взаимодействию и степени влияния на формирование рельефа всех вышеперечисленных факторов могут быть выделены следующие типы современного рельефа: выработанный и аккумулятивный [28]. Структурно-денудационная группа распространена главным образом на территории Карелии. Аккумулятивная группа распространена преимущественно в пределах Архангельской и Вологодской областях.

Генетические группы, типы и формы рельефа

В зависимости от главного рельефообразующего фактора выделяются следующие группы рельефа: структурно-денудационная, денудационно-аккумулятивная, аккумулятивная и техногенная.

Структурно-денудационный (выработанный) рельеф, объединяющий эндо- и экзогенные поверхности (морфоструктуры и морфоскульптуры), сформировался под влиянием препарировки древних складчатых структур в процессе денудации или бронирования их субгоризонтальными пластами осадочных пород. На Балтийском щите к этой категории рельефа относятся низменные (до 200 м) и возвышенные (200–500 м) равнины с различной морфологией поверхности.

Денудационная группа

Пологоволнистые равнины, местами сельговые с мелко- и крупногрядовой поверхностью (1) расположены в северо-западной части территории листа на сниженной южной и юго-восточной окраине Балтийского щита. Основные неровности рельефа обусловлены разрывной тектоникой. Поверхность активно подвергалась ледниковой экзарации в неоплейстоцене. На равнине присутствует большое количество друмлинов, имеющих северо-восточную ориентировку.

Денудационно-аккумулятивная группа

Денудационно-аккумулятивная группа рельефа имеет самое незначительное распространение на площади листа, в пределах кряжа Ветреный пояс, где их абс. отм. изменяются от 200 до 300 – 350 м. Она представлена *близкими к горизонтальным поверхностями выравнивания, сформированными на породах кристаллического фундамента (2)*. Эти формы рельефа, представляющие собой отпрепарированные денудацией интрузии, выраженные в рельефе в виде отдельных гольцов, гольцовых групп.

Аккумулятивная группа

Формирование аккумулятивного рельефа обусловлено гетерогенной седиментацией в плейстоцене и голоцене, связанной с деятельностью ледников, водно-ледниковых бассейнов, потоков талых вод, рек, озер, морей, а также

карстовыми, эоловыми и техногенными процессами. Субстратом для его формирования служили пологомоноклинально залегающие осадочные породы палеозоя Русской плиты и относительные понижения или поднятия структурно-денудационных или денудационных равнин Балтийского щита.

Ледниковый и водно-ледниковый рельеф московского оледенения

Плоские и пологоволнистые или всхолмленные ледниковые равнины (3) развиты в юго-восточной части листа. Распространены на различных гипсометрических уровнях от 150 до 210 м и почти повсеместно расчленены эрозионными врезами талых ледниковых вод и современных водотоков. Крутизна склонов 2–4°. Понижения, слагающие днища равнин, часто заболоченные.

Холмисто-грядовый моренный рельеф краевых зон (4) располагается среди обширных плоских и пологоволнистых ледниковых равнин в виде холмов и разделяющих их ложбин на абс. отм. 150–220 м. Холмы имеют сглаженные очертания, вершины округлые, иногда уплощенные. Относительные превышения от 3–5 до 8–25 м, крутизна склонов от 5–7 до 12–15°. В плане холмы обычно имеют изометричную форму, иногда вытянутую, диаметр их подошв – от 50 до 300 м.

Плоские ледниково-озерные равнины (5) развиты в пределах Верхнесухонской низменности. Поверхность равнины плоская или волнистая с колебанием относительных высот 3–4 м. Часто заболоченные. Абс. отм. 120–145 м.

Волнисто-наклонные гляциофлювиальные зандровые равнины (6) имеют незначительное распространение в долинах рек Вага, Сора, Паденьга и Пуя. Для них характерен хорошо выраженный тыловой шов, незначительные (2–3 м) колебания относительных высот и почти полное отсутствие заболоченности.

Ледниковый и водно-ледниковый рельеф подпорожского оледенения

Плосковолнистые или всхолмленные ледниковые равнины подпорожского оледенения (7) распространены в пределах Коношо-Няндомской возвышенности с абс. отм. 200–290 м.

Холмисто-грядовый моренный рельеф краевых зон (8) распространен восточнее р. Ковжа. Состоит из беспорядочно расположенных холмов неправильной, реже овальной и округлой форм с куполовидными вершинами. Высота холмов – 5–15 м, реже 20–40 м, крутизна склонов 10–20°, редко 30–40°.

Плоские ледниково-озерные равнины (9). Озерно-ледниковая аккумуляция с последующей абразией стала причиной образования этих равнин. Развиты они в основном в депрессиях, приуроченных к тектоническим опусканиям. Абс. выс. этих равнин – 80–120 м.

Пологоволнистые и пологохолмистые гляциофлювиальные равнины (10) приурочены чаще всего к пониженным участкам междуречий с абс. отм. 90–200 м. В плане они имеют неправильную, неправильно-округлую, реже вытянутую формы. Относительное превышение пологих склонов 2–7°, редко 15°. Переходы между холмами и понижениями плавные, в понижениях отмечается слабое заболачивание.

Ледниковый и водно-ледниковый рельеф осташковского оледенения

Из неоплейстоценовых аккумулятивных форм рельефа наиболее широко развиты *плоско-волнистые или всхолмленные ледниковые равнины осташковского оледенения (11)*. Рельеф сформирован при равномерном отступании ледника, оставившего на поверхности покров отложений – основную морену. Рельеф представляет собой волнистую поверхность в виде пологосклонных повышений и плоских, часто заболоченных понижений, высота отдельных холмов и гряд составляет 5–15 м, в целом они не изменяют равнинного облика местности. Абс. выс. поверхности – 60–190 м. Суглинистый состав морены и слабый дренаж поверхностных вод способствовали развитию на равнине многочисленных озер и болот.

Холмисто-грядовый моренный рельеф краевых зон (12) занимает большие площади в краевых зонах оледенения и стадий отступления осташковского ледника. Он состоит из беспорядочно чередующихся холмов овальной и округлой форм с короткими грядами. Относительная высота холмов и гряд 5–15 м, иногда до 50 м, в отдельных случаях – до 100–150 м. Сложены холмы и гряды валунными песками, супесями, суглинками, в которых нередко встречаются линзы и прослой супесей и песков, часто гравелистых.

Плоские и пологоволнистые ледниково-озерные равнины (13) широко развиты в пределах крупных впадин (Нижне-Онегорецкая, Мошинская, Иксинская) и в пределах локальных понижений в рельефе. Характеризуется плоским равнинным заболоченным рельефом, абс. выс. поверхности 80–120 м. Формирование озерно-ледниковых бассейнов за счет стока талых вод происходило последовательно у края отступающего подпруживающего ледника. В наиболее позднее время существовал бассейн в Нижне-Онегорецкой впадине, подпруженный конечно-моренной грядой, расположенной в районе современного устья р. Онега. После спуска озер в голоценовое время их днища подвергались интенсивному заболачиванию.

Гляциофлювиальные волнистые равнины (14) включают в себя формы (озы, зандровые равнины и долинные зандры), генетически связанные с деятельностью талых ледниковых вод. Озы довольно широко распространены на площади, выделяются мелкие, не выраженные в масштабе карты и протяженные озы длиной в первые километры, ширина которых не выражена в масштабе карты. Они имеют веерообразную (конусообразную) в плане форму со слабонаклонной поверхностью, образованной гравийно-песчаными отложениями. Формирование зандров связано со свободно блуждающими потоками талых ледниковых вод перед фронтом ледника. Зандровые равнины образуются за счет слияния и наложения отдельных зандровых конусов. Зандровые террасы образовывались в завершающуюся фазу стока талых ледниковых вод, когда усиливалось эрозионное расчленение зандровых равнин.

Плоские озерные равнины (15) позднеоплейстоценового и голоценового возраста развиты по берегам современных озер Белое, Воже, Лача, Онежское. Поверхность равнин плоская, местами заболоченная, слабо наклоненная в сторону озер. Равнины образованы водной аккумуляцией. Относительные превышения высот минимальны (до 10 м).

Плоские и слабоволнистые озерно-аллювиальные равнины (16) осташковского времени занимают обширные площади в Коношской низменности.

Поверхность ровная, сильно заболочена, с озерами, местами осложнена ложбинами, дюнами, западинами.

Слабонаклоненная аккумулятивная аллювиально-морская равнина (17). Ее формирование связано как с деятельностью моря, так и с выносом из рек большого количества обломочного материала (аллювиально-морская аккумуляция). Углы наклона этой равнины, направленные к северу, составляют первые минуты. Поверхность ее абсолютно ровная, но по мере приближения к устью появляются песчаные косы и бары. Мощность осадков составляет более десятка метров.

В Онежском заливе располагается внешняя часть плоской аккумулятивной аллювиально-морской равнины, соответствующая авандельте р. Онега.

Морские равнины (18) приурочены к побережью Онежской губы. В Архангельской области на побережье Белого моря наблюдаются террасы голоценового возраста на абс. выс. 1–14 м и позднеледниковые с уровнями 15–40 м. Абс. выс. пляжа и отмелей составляют 0–4 м. Параллельно берегу морского побережья серии береговых валов высотой 0,5–3,0 м фиксируют последовательное отступление береговой линии.

Аллювиальные первая и вторая надпойменные террасы, пойма (19) позднеледниково-голоценового возраста хорошо развиты на северо-западе Русской плиты в Вологодской и Архангельской областях. Долины Онеги, Северной Двины с притоками, Кубены и других крупных рек имеют трапециевидальный или корытообразный поперечный профиль, который приближается к V-образному лишь в пределах возвышенностей и плато, прорезаемых рекой. Склоны речных долин террасированы. Кроме низкой и высокой поймы (0,5–6 м над уровнем воды), чаще всего прослеживаются первая надпойменная терраса относительной высотой 10–12 м (на более мелких реках 6–8 м) и вторая высотой от 12–18 до 20 м, которые больше всего выражены в приустьевых частях рек.

Фитогенные равнины (20) широко распространены в пределах территории листа. Расположены в понижениях рельефа, образованы фитогенной аккумуляцией, связаны с поверхностью болот, которые относятся по типу питания к низинным, верховым и переходным. Формы их поверхности обусловлены микрорельефом, по типу которого различают плоские, кочковатые и грядово-мочажинные болота. Диаметр округлых или овальных торфяных кочек 0,5–1,0 м. Торфяные гряды не превышают 0,3–1,2 м. Ширина их 1–10 м, длина – до нескольких десятков, иногда сотен метров. Разделяющие их мочажины и узкие межрядовые понижения обвожены, часто топкие.

Техногенный рельеф (21) на геоморфологической схеме отражает только объекты деятельности горнодобывающих предприятий. Насыпной холмистый тип сформирован в основном отвалами вскрышных пород.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Камы в сочетании с межхолмными заболоченными понижениями или озерами создают своеобразные ландшафты. Относительная высота камовых холмов, имеющих разнообразную форму – от 2–20 до 80 м, крутизна склонов – 5–20°, реже 45°. Среди отложений, слагающих камы, распространены

пески различной зернистости, нередко с характерной облекающей слоистостью. В них встречаются прослои и линзы (0,3–2,0 м) гравия, гравийно-галечных отложений, супесей, суглинков и глин.

Озы – гряды, четко ориентированные по направлению движения ледника (радиальные озы) или перпендикулярно ему (маргинальные озы). Они довольно широко распространены в пределах ледникового или зандрового рельефа, высоты их различны, иногда до 8–10 м. Чаще всего это высокие гребневидные гряды, имеющие извилистые контуры в плане с различной ориентировкой. Иногда на фоне равнинного рельефа возвышаются многочисленные озоподобные всхолмления высотой 1–5 м. Выделяются мелкие, не выраженные в масштабе карты и протяженные озы длиной десятки километров, ширина которых не выражена в масштабе карты.

Ложбины стока талых ледниковых вод чаще всего приурочены к древним дочетвертичным долинам. Протяженность их достигает нескольких десятков километров, глубина – 10–60 м и более. Отдельные ложбины и древние долины частично или полностью выполнены флювиогляциальными или гетерогенными отложениями. К ложбинам стока нередко приспособили свои долины современные реки.

Морские и озерные формы приурочены к побережьям Онежской губы, а также к берегам Онежского, Белого, Воже, Лача и других озер. На разных участках морского побережья наблюдается от 3 до 11 скульптурно-аккумулятивных террас с относительными превышениями бровки уступов в 0,5–3,0, реже 5,0 м и более. Вдоль берегов наиболее крупных озер отмечается до трех-четырёх аккумулятивных и скульптурно-аккумулятивных террас с высотой уступов до 2–3 м. Параллельно берегам крупных озер, а местами и морского побережья серии береговых валов высотой 0,5–3,0 м фиксируют последовательное отступление береговых линий водоемов.

Карстовые формы встречаются на площадях развития карбонатных палеозойских пород на территории Русской плиты. Чаще всего это карстовые воронки глубиной от 1–3 до 5–10 м и диаметром 5–30 м, иногда до 20–100 м, реже – карстовые долины, участки сухих русел и пещеры.

Эоловые формы встречаются редко и приурочены к морским, озерным и речным песчаным берегам и террасам. Наиболее распространенными эоловыми формами являются дюны-холмы, дугообразно изогнутые в соответствии с направлением ветра, с асимметричными склонами и гряды высотой 2–20 м. Реже встречаются дефляционные воронки или котловины до 20–200 м в диаметре.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа фрагментарно восстанавливается с венда. В пределах части Белого моря и Архангельской области существовал морской бассейн, который в пермское время постепенно обмелел. В триасе континентальный режим установился на всей площади. В мезозой-палеогеновое и миоцен-раннеплиоценовое время тектоническая стабилизация приводила к формированию поверхностей выравнивания. Можно предположить, что последний цикл денудации завершился в палеогене [116].

В период неоген-эоплейстоценовой тектонической активизации Восточно-Европейской платформы и Балтийского щита, вызванной альпийским тектогенезом, произошли подвижки пенепленизированной поверхности, созданной на предыдущем этапе. В это время сформировались структуры, находящие свое отражение в чередовании современных возвышенностей и низменностей северо-западной части Русской плиты.

В плейстоцене происходило чередование ледниковых и межледниковых эпох. В течение плейстоцена территория испытала не менее четырех оледенений. Каждый ледниково-межледниковый цикл развития рельефа состоял из трёх этапов. На первом этапе, в период развития оледенения преобладали процессы экзарации; на втором, во время деградации ледника – аккумуляции; на третьем, в межледниковье в пределах акватории происходило образование выровненных абразионных и абразионно-аккумулятивных поверхностей, на суше формировались континентальные формы рельефа.

Последнее оледенение, закончившееся в позднеэоплейстоценовое время, оставило многообразный комплекс ледниковых форм рельефа. В дальнейшем, в голоценовое время рельеф суши усложнялся морскими, аллювиальными, озёрными, склоновыми, карстовыми и техногенными процессами, а в пределах акватории ведущими стали морские седиментационные процессы, обусловленные гидродинамикой.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

При составлении карты полезных ископаемых (КПИ) использованы следующие материалы: Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000, лист Р-(35)-37 – «Петрозаводск», ВСЕГЕИ, 2000 [47], Государственные геологические карты масштаба 1 : 200 000 первого [57–62] и второго [51–56] поколений, материалы ГИС-Атласа по Северо-Западному ФО [211] и данные Государственных [67–82] и сборников сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации [157–164], ежегодно составляемых ФГБУ «Росгеолфонд» на основе территориальных балансов запасов полезных ископаемых. Используются фондовые материалы, включающие отчеты по тематическим, поисковым, разведочным, работам и гидрогеологическому картированию, а также литературные источники.

На карте полезных ископаемых отражены положение, размерность и освоенность месторождений, запасы которых утверждены ГКЗ или ТКЗ по состоянию на 1 января 2018 г.

Комплект карт и записка содержат сведения о полезных ископаемых территории листа Р-37, представленных 674 объектами. Они отражены на карте полезных ископаемых, где показано 25 крупных месторождений, 17 средних, 51 малое, 104 проявления, 83 пункта минерализации, 96 шлиховых и проточных проб золота, платины, алмазов и минералов-спутников алмазов (376 объектов) и на карте четвертичных образований – 150 крупных, 28 средних и 120 малых месторождений (298 объектов) (прил. 1).

На территории листа известны 133 месторождения торфа.

Металлические полезные ископаемые представлены месторождениями хрома, никеля, золота, платиноидов, бокситов, проявлениями железа, хрома, меди, цинка, никеля, алюминия, золота и платины, а также пунктами минерализации железа, хрома, меди, свинца. По размерности металлические полезные ископаемые представлены четырьмя крупными, шестью средними, двумя малыми месторождениями, 71 проявлением и 73 пунктами минерализации. Кроме перечисленных видов полезных ископаемых, на территории листа имеются единичные находки алмазов.

Нерудные полезные ископаемые дочетвертичного возраста представлены 21 крупным, пятью средними, 31 малым месторождением, 38 проявлениями, 10 пунктами минерализации. Из неметаллических полезных ископаемых известны месторождения флюсовых известняков и доломитов; доломита, используемого в металлургии; огнеупорных глин, каолина и гипса.

На территории листа известны многочисленные месторождения общераспространенных полезных ископаемых таких, как известняки и доломиты, глины кирпичные и цементные, песчано-гравийный материал, строительный песок, которые в большинстве своем приурочены к четвертичным образованиям.

Присутствуют месторождения подземных питьевых и минеральных лечебных вод.

Согласно нормативным документам, объекты, запасы по которым утверждены ГКЗ или ТКЗ, показаны как месторождения. При обобщении материала по полезным ископаемым была проведена типизация рудных объектов по возрасту, геологической обстановке, генезису, ассоциации сопутствующих элементов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф. Число торфяных месторождений на территории листа очень велико, в связи с чем на карте показаны лишь те из них, площадь которых превышает 1000 га. Основное количество месторождений расположено в Архангельской и Вологодской областях. В Архангельской области большая часть торфяных месторождений относится к верховому типу. Верховой тип включает залежи, где слой верховых торфов составляет не менее половины общей глубины; нижняя часть залежи может быть сложена переходными или низинными торфами [250]. В Архангельской области из 77 крупных месторождений на балансе числится лишь 24 (два эксплуатируются) [81], по остальным подсчитаны прогнозные ресурсы. Большая часть месторождений сосредоточена в Онежском и Каргопольском районах.

Примером может служить крупное эксплуатируемое месторождение Дикое (I-6-9), расположенное в 35 км на запад от ж.-д. станции Ломовое.

На площади торфяного месторождения распространены четвертичные отложения, представленные аллювиальными, моренными, озерно-ледниковыми отложениями, и современные озерные и болотные осадки. Полезная толща сложена болотными отложениями. Месторождение Дикое представлено торфяной залежью верхового, смешанного и переходного типов, со значительным преобладанием верхового типа. Поверхность торфяника достаточно ровная, микрорельеф – грядово-мочажинный (на участках фускум и медиум) и слабокочковатый (на комплексных и переходных участках). Дно торфяника ровное. Подстилающие породы представлены суглинками, плотными глинами и песками. Суходолы, окружающие месторождение, низкие, высотой до 1,2 м, с пологими склонами, покрыты смешанным лесом.

Согласно районированию торфяного фонда Архангельской области, месторождение относится к сильно заторфованному району крупных верховых месторождений Северо-Двинской низины. В орографическом отношении поверхность низины представляет собой пологоволнистую равнину, с относительными отметками поверхности 1,0–3,0 м. Залежь массива пригодна для комплексного использования. Слабо разложившийся торф может быть использован для добычи в качестве энергетического сырья и подстилки хоро-

шего качества. Нижние слои торфа, залегающие ниже подстилочного слоя, могут быть использованы для получения топлива и удобрений. Запасы по категориям А + В составляют 98 тыс. т, по категории С₁ – 42 508 тыс. т, забалансовые – 435 тыс. т.

В Вологодской области в составе торфяного фонда участвуют залежи всех типов. Залежи верхового типа имеют явное преобладание по занимаемым площадям и величине запасов торфа и имеют низкое разложение [249]. К низинному типу относятся месторождения Чарозерское (V-3-13), Северная Чисть (VI-1-26), Журба I, Кустовское (VI-2-24), Чарозерское II (VI-3-11), Козловское (VI-3-12), Большая Чисть I (VI-3-14), Пенье (VI-3-20), Приозерная Дача (VI-4-2). Из перечисленных месторождений эксплуатируется только Северная Чисть; остальные находятся в Нераспределенном фонде недр. В отличие от залежей верхового типа, низинные имеют заметно повышенную степень разложения (29–33 %). Средняя мощность залежи составляет 2 м.

На территории Карелии встречены все типы торфяных залежей [251]. Крупные месторождения (более 1000 га) сосредоточены в наиболее заторфованных районах с благоприятными условиями торфонакопления. Удобных пахотных земель здесь мало и торфяные месторождения приобретают первоочередное значение для использования их в сельском хозяйстве. По запасам торфа месторождения верхового типа в Карелии составляют 42,8 %, низинного – 28,5 %, переходного – 20,3 %, смешанного – 8,4 %. На месторождениях верхового типа сосредоточены запасы торфа малой степени разложения. При этом, с увеличением размеров месторождения увеличивается и доля участия торфа малой степени разложения в общих запасах.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. На территории листа рудные объекты железа представлены тремя проявлениями и 12 пунктами минерализации. Они представлены рудными формациями железистых кварцитов и бурожелезняковой оолитовой.

К формации железистых кварцитов относятся рудопроявления Сенегозерское (II-1-30) [57] и Иксинское (IV-5-4) [61], а также пункт минерализации Мельничный (II-2-8) [57].

Рудопроявление Сенегозерское представлено двумя телами железистых кварцитов, залегающих среди сенегозерской толщи среднего лопия. Мощность тел составляет 14,5 и 7,1 м, длина – до 700 м. Содержание магнетита в кварцитах варьирует от 30 до 80 %. В составе руд присутствуют пирит, арсенипирит и пирротин (2–5 %). Для руд характерны вкрапленная, полосчатая и сланцеватая текстуры. Содержание магнетитового и гематитового железа достигает соответственно 32,44 и 36,2 %.

Рудопроявления и пункты минерализации бурожелезняковой формации связаны с породами марковской толщи михайловского горизонта визейского яруса. Толща представлена главным образом ожелезненными, часто алевритистыми коричневато-желтыми, красновато-коричневыми, часто огипсован-

ными глинами с линзами железо-бобовых руд (аллиты, сиаллиты) и прослоями алевритов и песков. Линзы железобобовых руд не выдержаны по простиранию. Средняя их мощность составляет порядка 1,6 м. Гематит-гётитовые оолиты сцементированы глинисто-песчанистым, каолинитовым или бокситовым цементом.

Рудопроявление Икса (Ш-4-10) расположено на площади одноименного крупного месторождения бокситов на правом берегу приустьевой части р. Икса [54]. Оно представлено линзами железо-бобовых руд протяженностью от 30 до 700 м, мощностью от 0,1 до 3–4 м. Руды относятся к убогим, содержания (%) железа – 32,9–36,5, глинозема – 11,5–3,6 и кремнезема – 16,2–2,4. По химическому составу руды не отвечают установленным кондициям. Кроме того, толща ожелезненных глин служит водоупором, изолирующим бокситовый пласт от обильного горизонта подземных вод, заключенных в известняках карбона.

Запасы железо-бобовых руд, полученные путем промывки пород вскрыши бокситовой толщи при среднем содержании железа 38,2%, составляют 21,0 млн т. Из-за сложных гидрогеологических и горнотехнических условий эксплуатации запасы железных руд Иксинского проявления отнесены к забалансовым [225].

К бурожелезняковой оолитовой формации относятся 10 пунктов минерализации, выявленные в отложениях михайловского горизонта с железобобовыми рудами при проведении поискового бурения [54]. Пункты минерализации железа (Ш-4-13, 15, 23, 25, 26, 27, 33, 34, 36, 37) представлены бобовыми рудами, залегающими линзовидно в толще алевритовых глин со стяжениями беловатых карбонатов пятнистой формы, с размерами выделений до 3 см. Глубина залегания линз различна и колеблется от 37,4 до 108 м. Как правило, в разрезах скважин вскрыты 1–2, редко 4–5 линз бобовых руд с мощностью от 0,1 до 4,1 м. В ряде случаев продуктивной можно считать значительную часть разреза михайловской толщи с мощностью от 5 до 12,2 м. Прослой бобовых руд состоят из железистых бобовин округлой или овальной формы размером 1–5 мм, иногда достигают 1 см, сцементированных глинистым кирпично-бурым материалом, спорадически огипсованным. Бобовины с поверхности гладкие, блестящие, концентрического, скорлуповатого строения, обычно сложены окислами и гидроокислами железа и их количество в отдельно взятых железо-бобовых линзах составляет от 15 до 80%, а на всю мощность продуктивного интервала – 15–20%. Такие руды относятся к убогим, с содержанием железа – 32,9–36,5%; глинозема – 11,5–13,6% и кремнезема – 16,2–22,4% [238].

Самостоятельного практического интереса эти руды не представляют и могут быть вовлечены в обработку при вскрышных работах по добыче бокситовых руд на месторождениях алюминия.

Хром. На территории листа известны крупное *месторождение Аганозерское* (Ш-1-5), пять рудопроявлений и семь пунктов минерализации хромитовой рудной формации, а также комплексное среднее месторождение Шалозерское (участок Кукручей) (Ш-1-14) платинометалльной хромитовой формации.

Хромовое оруденение связано с бураковским перидотит-пироксенит-габброноритовым комплексом сумийского возраста (месторождения Аганозерское и Шалозерское, рудопроявления Яккозерское (Ш-1-4), Скв. 84 (Ш-1-11) [214], Рагнозерское (Ш-1-12) Южное (Ш-1-17) [236]. Некоторые из них характеризуются повышенными концентрациями золота, например Рагнозерское (до 7 г/т) или платиноидов – Южное.

С каменноозерским базит-гипербазитовым комплексом связаны рудопроявления Прибрежное (Ш-1-15) и пункты минерализации Пограничное (Ш-1-13), Лексинское (Ш-1-23), Лукичевское (Ш-1-26), Илексинский (Ш-1-32), Шидозерский (Ш-2-5), Икозерское (Ш-2-12) [57], Летний Конец (Ш-3-19) [51].

Наиболее значительное хромитовое оруденение связано с расслоенным сумийским Бураковским массивом перидотит-пироксенит-габброноритового комплекса. *Месторождение крупное Аганозерское* (Ш-1-5) [214, 236] расположено в южной части Аганозерского блока Бураковского массива. Оно находится в Пудожском районе Республики Карелия, в 40 км севернее г. Пудож. Площадь месторождения перекрыта чехлом ледниковых отложений мощностью до 53 м. Минимальные мощности наносов фиксируются в северной и северо-восточной частях месторождения – 0–10 м. В южной части мощность увеличивается до 10–23 м.

Хромитовое оруденение приурочено к границе перидотитовой и клинопироксенитовой зон расслоенной интрузии. Главный хромитовый горизонт (ГХГ) образует мульдообразную залежь пластовой формы с падением крыльев под углами 15–50°. Горизонт вытянут в меридиональном направлении на 8 км, имеет ширину 1,5–3 км, выдержан по падению и простиранию, выклинивается только в восточном направлении, расщепляясь на серию пластов, разделенных прослоями ультрамафитов. Рудные пластообразные тела залегают субсогласно общей ритмичной расслоенности массива. Площадь рудной залежи в горизонтальной проекции составляет около 20 км². Максимальная глубина залегания ГХГ – 670 м, мощность – 1,4–5,4 м, в среднем – 2,5 м при бортовых содержаниях Cr_2O_3 – 5 и 10 % соответственно. В подошве ГХГ залегают серпентинизированные пойкилитовые перидотиты-верлиты, в кровле он перекрывается оливиновыми пироксенитами и верлитами. Между рудами и вмещающими породами наблюдаются постепенные переходы.

Рудами являются средне-крупнозернистые оливин-пироксен-хромшпинелидовые породы с кумулятивной структурой и переменным содержанием минералов. Второстепенные минералы руд представлены ортопироксеном, основным плагиоклазом, амфиболом; акцессорные – пиритом, халькопиритом, пентландитом, платиноидами; вторичные – серпентином, карбонатами, тальком, магнетитом.

Главным рудным минералом является хромшпинелид, второстепенным – магнетит. Выделяются две генерации хромшпинелида (субферриаломохромита): первая – пойкилитовая вкрапленность в диопсиде, вторая – интерстиционная (прожилки, гнезда, линзочки). Концентрация хромшпинелида составляет 30–50 % в верхней части рудного пласта, увеличиваясь к подошве до 50–70 %. Руды неравномернозернистые с размерами хромшпинелида от 0,01 до 2,5 мм. Текстуры: пойкилитово-вкрапленная сетчатая, прожилково-гнездово-вкрапленная, линзовидно-полосчатая. По структурно-текстурным

особенностям выделено три типа руд: редковкрапленные (Cr_2O_3 – 5–15 %, в среднем – 8,9 %); средневкрапленные (Cr_2O_3 – 15–35 %, в среднем – 24,9 %); густовкрапленные (Cr_2O_3 5–35–45 %, в среднем – 39,1 %) В целом руды относятся к типу бедных высокохромистых руд повышенной железистости.

Химический состав руд (%): Cr_2O_3 – 24,08, SiO_2 – 21,88, Al_2O_3 – 5,3, FeO – 16,61, CaO – 3,73, $\text{Cr}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ – 1,49. С хромитовыми рудами связана сопутствующая бедная благороднометаллическая минерализация сингенетического типа (суммарное содержание платины и платиноидов составляет 1,23 г/т, платина преобладает, содержание золота – до 4,5 г/т), палладия – 6,64 г/т, иридия – 0,9 г/т, осмия – 0,46 г/т и др. [123].

В результате лабораторно-технических исследований разработана принципиальная магнито-гравитационная схема обогащения руд. Получен концентрат с содержанием Cr_2O_3 – 48,15 %, FeO – 27 %, Al_2O_3 – 10 % при извлечении окиси хрома 70 %. Концентрат удовлетворяет требованиям химической промышленности. Сырые хромитовые руды можно использовать в промышленности огнеупоров в качестве добавки и в производстве феррохрома – как концентрат.

Государственным балансом на месторождении учитываются запасы хромитовых руд по категориям C_1 – 8,11 млн т, C_2 – 18,5 млн т (Протокол ГКЗ № 752, 2002 г.) [67]. Прогнозные ресурсы по категориям $P_1 + P_2$ составляют 177,5 млн т [123]. Месторождение подготавливается к освоению ОАО «Карелмет».

Месторождение среднее Шалозерское (Ш-1-14) расположено в Пудожгорском районе Республики Карелия, в 47 км к юго-западу от речного порта Шальский [257].

Месторождение приурочено к юго-восточному сегменту Шалозерского блока Бураковско-Аганозерского интрузива, осложненному разломами северо-восточного, меридионального и северо-западного простираний, в придонной части магматической камеры в приконтактной зоне массива. Главная рудная зона (ГРЗ) приурочена к горизонту рудоносных плагиоклазовых вебстеритов мощностью 37,7 м, падающему на северо-запад под углом 18–25°. Плагиоклазовые вебстериты мелкозернистые, мелко-среднезернистые, разномерные пегматоидные; прослои оливковых и оливкосодеждающих вебстеритов в кровле и подошве пласта, брекчий оливковых пироксенитов с троктолитовым цементом (в кровле пласта), лейкократовых плагиоивебстеритов и анортозитов мощностью до 1–2 м.

ГРЗ представляет собой крупнообъемное рудное тело пластообразной формы сложного строения, образованное минерализованными (сульфидизированными) плагиоклазовыми вебстеритами, состоящее из трех горизонтов: горизонта бедных малосульфидных медно-никелевых руд с убогой платиноносностью мощностью до 12–14 м, горизонта убогосульфидных и безсульфидных платинометаллических руд мощностью от 10 до 22 м и горизонта хромовых руд мощностью от 2,5 до 7,5 м. Простирание зоны северо-восточное, залегание наклонное с падением на запад–северо-запад под углом 18–25°. В пределах участка Кукручей ГРЗ вскрыта в 12 скважинах. Ее протяженность по простиранию составляет 3000 м, по падению – до 860 м, мощность зоны – от 23,5 до 49,4 м, в среднем – 35,5 м, глубина залегания кровли – от 20–40

до 395 м. Суммарная мощность кондиционных интервалов по зоне варьирует от 8,3 до 30,3 м, средняя – 17,0 м. Содержание платины условной изменяется от 0,7 до 1,2 г/т, среднее – 0,88 г/т.

Непромышленные рудные тела установлены на флангах участка Кукручей в составе ГРЗ. На северном фланге в скважинах 1021, 1023, 1025 суммарная мощность кондиционных интервалов в зоне – от 0 до 30,3 м, протяженность – 250 м. На юго-западном фланге (скважины 1002–1004, 1008) суммарная мощность кондиционных интервалов составляет от 1,2–2 до 8,5–11,5 м при среднем содержании Pt от 0,7 до 1,97 г/т и протяженности 2250 м. На участке Люгозеро оруденение установлено в скважинах 541, 546, 547, 1006, содержание суммы МПГ и золота варьирует от 0,4 до 0,82 г/т при мощности 1,95 м.

Главные рудные минералы представлены халькопиритом, пентландитом, хромшпинелидами, пирротином; второстепенные – кубанитом, миллеритом, титаномагнетитом, борнитом, купропентландитом, кобальтпентландитом. Главными промышленными минералами, концентрирующими платину, палладий и золото, являются мончеит, сперрилит, брэггит, котульскит, меренскиит, электрум.

Содержания металлов составляют: в хромовых рудах – Cr – 13,1 %; в платинометаллических рудах: Cu – 0,03 %, Ni – 0,03 %, Co – 0,029 %, Au – 0,045 г/т, Pt – 0,28 г/т, Pd – 0,22 г/т, Rh – 0,013 г/т; в медно-никелевых рудах – Cu – 0,132 %, Ni – 0,092 %, Co – 0,0036 %, Au – 0,03 г/т, Pt – 0,015 г/т, Pd – 0,011 г/т, Rh – 0,001 г/т.

Для изучения технологических свойств руд были исследованы две технологические пробы в лаборатории ЦНИГРИ. Пробы составлены из керна скважин, масса проб – 30 кг, максимальный размер кусков – 70 мм. Проба ТХ-1 представляет платинометаллические руды с пониженным содержанием никеля и меди; проба ТХ-2 представляет собой медно-никелевые руды с низким содержанием платиноидов. Руды обеих проб эффективно обогащаются методом флотации по единой стадийной схеме и режиму флотации. Из пробы ТХ-1 получен концентрат с выходом 1,2 % и содержанием суммы МПГ + Au – 33,47 г/т при извлечении 72 %, извлечение меди и никеля – 49,2 % при содержании каждого 1,23 %. Из пробы ТХ-2 выход концентрата – 2,3 % с 3,02 % никеля и 4,6 % меди, 1,335 г/т благородных металлов и извлечения соответственно 75,6, 80,0, 53,9 %. При обогащении смеси руд в соотношении 1:1 выход концентрата 2,2 % при содержании никеля – 1,91 %, меди – 2,73 %, суммы благородных металлов – 9,343 г/т. Извлечение соответственно (%): никеля – 69,1, меди – 74,2, платины – 73,2, палладия – 71,5, золота – 40,6 (благородных металлов в сумме 68,4 %). Хромовые руды по технологическим свойствам аналогичны рудам Аганозерского месторождения хромовых руд.

Государственным балансом на месторождении учитываются запасы хромитовых руд по категории С₂ – 1,6 млн т (Протокол ТКЗ № 2-2006) [67]. Месторождение относится к Нераспределенному фонду недр.

Запасы других полезных ископаемых, учитываемые Государственным балансом, приведены в табл. 1 [70, 72, 73].

**Запасы основных полезных ископаемых Шалозерского месторождения
(участок Кукручей)**

Полезное ископаемое	Ед. изм	Балансовые запасы, утвержденные ГКЗ по категориям	
		C ₁	C ₂
Платина	т	0,147	1,180
Палладий	т	0,122	0,980
Золото	т	0,031	0,197
Медь	тыс. т	0,5	3,9
Никель	тыс. т	0,4	3,4

В северо-западной части территории листа известно *рудопоявление Прибрежное* (П-1-15), связанное с массивом аподунитовых серпентинитов гипербазитового комплекса людиковия [57]. Руды образуют маломощные (от 0,1 до 1,1 м) прожилки. Минеральный состав (%): хромит (5–70), магнетит (5–10), пирротин и пирит (2–5). Содержание Cr₂O₃ варьирует от 7,54 до 51,74 %.

Ванадий, уран. Два рудопоявления: Воереченское (П-4-9) и Верхне-Телзинское (П-4-12), относящиеся к стратиформной формации в терригенных породах и один пункт минерализации (Обнажение 57 (П-4-18) ванадия с ураном установлены в результате ГДП-200 на листе Р-37-Х [52].

Рудопоявление Воереченское расположено в приустьевой части на левом берегу р. Воя, в 1,2 км от ее устья, в береговом обрыве высотой до 30 м, длиной 50–60 м. В обнажении в красно-коричневых слабоизвестковистых алевролитах сомбинской свиты раннего карбона наблюдаются включения рудного вещества черного цвета, редко обладающие металлическим блеском. Все включения имеют зоны осветления зеленовато-серого цвета. Размер гнезд – 0,5–3,0 см. Наиболее крупное скопление рудного вещества имеет изометричную форму с размером в поперечнике около 25–30 см и характеризуется концентрическим строением, выражающимся в чередовании темно-серого и черного цветов.

Спектральным анализом в пределах минерализованной зоны установлены высокие содержания ванадия – 2–3 %, хрома – 0,023–2 %, молибдена – 0,03–0,5 %, свинца – 0,015–0,15 %, серебра – 0,0002–0,0004 %. По результатам рентгеноспектрального анализа, содержание урана – от 0,0013 до 0,1673 %. Содержание урана в 5–6 раз выше фонового, которое для аналогичных отложений составляет 0,00029 %. Повышенными содержаниями характеризуются и интервалы без видимой минерализации. По результатам опробования мощность минерализованной зоны составляет как минимум 0,8 м. По данным минералогического анализа, основными минералами рудной зоны являются

класталит, настуран, пирит, в меньшей мере – сфалерит, апатит, монацит, циркон, тюямунит, уранофан, а также лейкоксен, рутил, гранат, лимонит. Глинистая фракция представлена гидрослюдой и, в небольшом количестве, хлоритом. Максимальная γ -активность составляет 160 мкР/час, при фоновом значении пород этого обнажения 16–20 мкР/час.

Верхнетелзинское рудопроявление расположено на правом борту р. Верх. Телза, в 5,8 км по азимуту 340° от устья р. Удрега, в береговом обрыве высотой около 26 м, длиной – 50 м. В обнажении (верхняя часть 9,9–12,8 м от уреза воды), в пестроцветных карбонатно-глинистых породах сомбинской свиты, пронизанных тонкой сеткой кальцита, с линзами кремней и халцедона, с небольшими жеодами, выполненными мелкими кристаллами кварца, наблюдаются сложноветвящиеся и расщепляющиеся прожилки зеленовато-серого, черного цветов. Длина минерализованной зоны в пределах обнажения – 8–12 м, мощность – 0,5–5 см. Иногда черный землистый агрегат, выполняющий прожилки, образует в их пределах изометричные скопления – «ядра» размером до 5 см, на поверхности которых отмечаются пленки ярко-желтого и густо-синего цветов. Рентгеноспектральным анализом в пробах установлены повышенные содержания ванадия (до 1 %), молибдена (до 0,03 %), свинца (до 0,02 %), мышьяка (до 0,01 %).

Пункт минерализации ванадия и урана Обнажение 57 (П-4-18) выявлен при опробовании на правобережье р. Онега. Скальный выход высотой около 4 м сложен серыми мелкозернистыми известняками с плитчатой отдельностью. По результатам анализа ICP-MS, сколковой литохимической пробы, отобранной методом пунктирной борозды, содержание ванадия имеет ураганские значения – 2280 г/т, урана – 23,4 г/т. Здесь же отмечаются повышенные содержания молибдена – 3,91 г/т и золота – 0,0038 г/т (по результатам атомно-абсорбционного анализа). Кроме того, по результатам литохимического опробования коренных пород в обнажениях и скважинах выявлен ряд аномальных литохимических проб с высокими содержаниями урана и ванадия. По мнению авторов объяснительной записки листа Р-37-Х [52], повышенные значения полезных компонентов не зависят от литолого-генетической и возрастной принадлежности определенных типов горных пород, а их местоположение контролируется зоной разлома с гидротермальной проработкой вмещающих осадков.

Титан. На территории листа известны три рудопроявления: Тубозерское (Ш-1-8), скв. 29-Г (Ш-1-13) и Пелгозеро (Ш-1-15) ванадий-титаномагнетитовой формации, связанные с интрузиями койкарского габбродолеритового комплекса людиковийского возраста [123, 215].

Рудопроявление Пелгозеро расположено в 50 км к северо-западу от г. Пудож. Оруденение контролируется пологозалегающей дайкой габбродолеритов, приуроченной к зоне разломов северо-западного простирания. Мощность дайки габбродолеритов – 110–180 м. Разломами северо-западного и северо-восточного простираний она разбита на 13 разобщенных тел протяженностью 0,8–3 км. Общая длина составляет 13 км. Оруденение сегрегационного типа, аналогичного Пудожгорскому месторождению титаномагнетитовых руд, расположенному на смежном листе Р-36, и является его южным замыканием.

Рудный минерал – титаномагнетит (25–30 %) идиоморфной формы размером 0,2–2 мм образует тонкопластинчатую структуру распада твердого раствора; сульфиды в виде тонких ксеноморфных включений в интерстициях силикатов. Преобладают руды вкрапленного типа, мелко-, реже среднезернистые. В краевых частях рудного тела руды убогие, в центральных – бедные, содержат 40–75 % титаномагнетита. Содержания TiO_2 составляют (%) 9,72–11,3, V_2O_5 – 0,45–0,52, железа – 20,9–33,04. В качестве попутных компонентов содержат до 1,3 г/т платины и палладия. Прогнозные ресурсы TiO_2 по категории P_2 составляют 16,4 млн т, V_2O_5 – 0,8 млн т, железа – 154 млн т.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. На территории листа известно одно малое месторождение меди и цинка Северо-Вожминское (II-1-3) [123, 205], три рудопроявления (Верхне-Вожминское (II-1-11) [57], Токшинское (III-2-1), Залазноозерское (III-2-2) [60] и пункт минерализации Мельничный (II-1-31) [57]. Они относятся к медноколчеданной рудной формации и имеют метасоматический генезис.

Месторождение малое Северо-Вожминское (II-1-3) [123, 205] находится в Каменноозерской зеленокаменной структуре, в 56 км юго-восточнее пос. Валдай и приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания в породах нижней подсвиты кирпичной свиты верхнего лопия с дайками ультрамафитов. В разрезе толщи преобладают туфы, туффиты кислого, умереннокислого и среднего составов, преобразованные в различные сланцы. Залегание горных пород моноклиналиное, с плавно-волнистым погружением в северо-западных румбах под углом 60–70°.

Цинково-медное оруденение локализовано в двух линзовидных залежах альбит-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых и альбит-кварцевых метасоматитов по туфам и туффитам, иногда углеродсодержащих, мощностью 5–30 м, длиной 400 м.

Структура руд мелкозернистая, текстуры сплошные, полосчатые, густовкрапленные, вкрапленные, преобладают массивные (55–60 %). Минеральные разновидности руд: халькопирит-пиритовые, сфалерит-пиритовые. Рудные минералы характеризуются весьма тонким взаимопроращением.

Главные рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом; второстепенные – галенитом, блеклыми рудами, арсенопиритом, халькозином. Отмечается самородное золото. В тальк-карбонатных и тремолитовых метасоматитах по ультрамафитам отмечаются повышенные содержания никеля в связи с пирротин-пентландитовой минерализацией. Содержание в рудах меди 1,4 %, Zn – 6,2 %, Co – 0,18 %.

В 1990–1997 гг. на месторождении проводилась предварительная разведка. Запасы меди составляют по категориям: C_1 6,1 тыс. т, C_2 – 3,6 тыс. т, цинка – 17,8 и 14,5 тыс. т соответственно. Месторождение не учтено балансом запасов. Прогнозные ресурсы руды P_1 при различных вариантах подсчета до глубины 400 м оцениваются от 1,1 до 8,4 млн т [123].

Свинец и цинк. Полиметаллическая минерализация на территории листа представлена двумя рудопроявлениями – Нялозерским (II-1-6) и Токшинским

(Ш-3-13) и пунктом минерализации Заячий (I-1-8), относящимся к полиметаллически-колчеданной формации. Все они локализованы в краевых частях Сумозеро-Кенозерского зеленокаменного пояса, где полиметаллические руды приурочены к метасоматическим телам, которые сложены пропилитами, березитами, лиственитами и альбититами.

В Каменноозерской зеленокаменной структуре известно рудопроявление цинка Нялозерское [57, 123]. Рудовмещающей является толща осадочно-вулканогенных пород нижней подсвиты киричской свиты, обогащенных углеродистым веществом. Рудная залежь имеет пластообразную форму, ее протяженность по простиранию превышает 1 км, мощность достигает 10 м, содержание цинка – 1,13 %.

Рудопроявление цинка Токшинское (Ш-3-13) [53] расположено в среднем течении р. Кочма. По результатам буровых работ и данных геофизических исследований была выявлена рудная зона, состоящая из четырех рудных тел. Рудная зона прослежена на 4,5 км при мощности 400 м. Породы, вмещающие оруденение, представлены метаалевролитами, метааргиллитами, с прослоями кварцито-песчаников починской толщи среднего лопья. Оруденение имеет тонковкрапленный и гнездово-прожилковый характер. Рудная минерализация представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом и редким галенитом. Содержание цинка колеблется в пределах сотых долей процента на отдельных участках содержание достигает первых десятых долей процента, при максимальном содержании 2,95 %. Содержание свинца, по данным химического анализа, обозначается «следами», содержание меди составляет первые сотые процента, в отдельных пробах достигает 0,2–0,3 %.

Пункт минерализации Заячий [57] расположен на берегу р. Заячка, в 800 м вверх по течению от устья руч. Михин. В архейских плагиигранитах в скважине на глубине 59,8–60,8 м отмечаются многочисленные прожилки кварцсерицитового состава, к которым приурочена полиметаллическая минерализация. Рудные минералы представлены галенитом, висмутином, арсенопиритом, пиритом, молибденитом. Содержания (%): Pb – 1 %, Bi – 0,07 %, Cu – 0,2 %.

Никель. На территории листа известно четыре средних месторождения (Лебяжинское (II-1-12) [123], Светлозерское (II-1-17), Талицкое (III-4-16), Сезское (III-4-30) [54]), одно малое месторождение Восточно-Вожминское (II-1-2) [123], 11 рудопроявлений и четыре пункта минерализации.

Большая часть никелевых объектов относится к магматическому генетическому типу и сульфидной медно-никелевой рудной формации. Значительную роль играют руды эпигенетической медно-никелевой формации метасоматического генезиса. Кобальт-никелевая силикатная формация связана с корами выветривания.

Наиболее значительно медно-никелевая минерализация проявлена в образовании базит-гипербазитового каменноозерского комплекса в одноименной зеленокаменной структуре (Вожминский, Кумбуксинский и Светлоозерский массивы). Оруденение имеет полиформационный характер, выделяются сингенетическая (вкрапленная) сульфидная медно-никелевая минерализация и эпигенетические переотложенные силикатные и сульфидные руды (прожил-

ковые и массивные руды). Первый тип минерализации не образует значительных рудных концентраций никеля. Количество сингенетической сульфидной минерализации возрастает вниз по разрезу, достигая максимума в придонных частях интрузий, в дайках гипербазитов она увеличивается от краев к центру. С серпентинизацией ультрамафитов связано формирование второго типа оруденения, силикатно-никелевого, представленного хизлевудитовыми, миллерит-виоларитовыми, зигенит-виоларит-миллеритовыми рудами.

Эпигенетическое сульфидно-никелевое оруденение связано с метасоматическими процессами в тектонических зонах, пересекающих серпентинизированные ультрамафиты в течение архейского и протерозойского времени. Здесь формируются типичные для Восточной Карелии ассоциации пропилит-березит-лиственитов. Листвениты карбонатного, тальк-карбонатного и амфибол-карбонатного состава формируются как по перидотитам или, в меньшей степени, базитам, так и по коматиитам. С ними и, в меньшей степени с березитами, преимущественно связано формирование сульфидных медно-никелевых руд за счет разрушения никельсодержащих силикатов. Нередко наблюдаются постепенные переходы от чисто силикатных руд в серпентинитах к собственно сульфидным рудам.

Месторождение медно-никелевое Лебяжинское (П-1-12) расположено в 34 км юго-западнее пос. Валдай [123]. Пространственно и генетически связано с Кумбуксинским массивом ультрамафитов каменноозерского комплекса. Выявленные на месторождении тела медно-никелевых руд локализуются в пределах двух рудоконтролирующих зон – Восточной и Центральной. Первая из них, в которой отмечены наиболее богатые руды, приурочена к восточному контакту Кумбуксинского массива. В пределах зоны развито оруденение двух генетических типов: сингенетического и эпигенетического при преобладающей роли последнего. Наиболее крупное рудное тело эпигенетических медно-никелевых руд – Основная рудная залежь – локализуется в тектонизированной приподошвенной части Кумбуксинского массива. Основная рудная залежь представляет собой тело лентообразной формы. Протяженность залежи по простиранию в северо-восточном направлении составляет 1700 м, по падению – 350–400 м. При общей приуроченности Основной рудной залежи к пологому синклинальному прогибу подошвы Кумбуксинского массива самые богатые руды, как правило, обнаруживаются в наиболее прогнутых его частях, поэтому мощность залежи невыдержанная и изменяется от 0,2 до 25,5 м, средняя мощность составляет 4,6 м. Падение рудной залежи северо-западное, под углом 50°, при колебаниях от 30 до 70°. Внутреннее строение залежи неоднородное. Массивные и брекчиевидные руды чаще всего приурочены к нижней (приподошвенной) части залежи, непосредственно прилегающей к контакту Кумбуксинского массива с вмещающими осадочно-вулканогенными породами среднего лопия. Вкрапленные руды распространены в верхней части разреза или полностью слагают отдельные участки залежи. По минеральному составу руды халькопирит-марказит-виоларитовые, халькопирит-пентландит-пирротиновые и халькопирит-пирротин-пентландитовые. Содержание никеля в рудах Основной залежи по рудным пересечениям изменяется от 0,41 до 8,0 %.

Верхняя залежь приурочена к Центральной рудоконтролирующей зоне, которая трассируется дайками верлитов, пироксенитов, габбродолеритов, жилами родингитов и породами тальк-карбонатного состава, развитыми в осевой части Кумбуксинского массива. Залежь сложена апооливинитовыми серпентинитами с бедным вкрапленным оруденением магнетит-миллеритового состава. Она представляет собой рудное тело пластообразной формы, вытянутое по простиранию в северо-восточном направлении на расстояние 2000 м. Падение залежи северо-западное, под углом 35–60°. Мощность залежи варьирует от 2,0 до 30,7 м, составляя в среднем 8,9 м. Содержание никеля изменяется от 0,34 до 1,39 %.

Запасы никеля при различных вариантах подсчета до глубины 450 м составляют по категории C_1 4,4 тыс. т, по категории C_2 – 27,9 тыс. т при среднем содержании от 1,33 до 0,94 % соответственно; меди по категории C_1 – 1,2 тыс. т, по категории C_2 – 12,7 тыс. т при среднем содержании 0,3 % [123].

Месторождение медно-никелевое Восточно-Вожминское (П-1-2) расположено в 35 км юго-западнее пос. Валдай. Приурочено к сложнодифференцированной дайке верлит-клинопироксенит-габбрового состава, секущей Вожминский массив ультрамафитов в северной его части и выходящей за пределы массива во вмещающие осадочно-вулканогенные породы среднего лопья. Медно-никелевое оруденение локализуется в метаверлитах и метапироксенитах, слагающих дайку, и образует две пластообразные крутопадающие (60–70°) залежи протяженностью по простиранию 380–400 м. По падению оруденение прослежено до глубины 300 м, однако окончательно оно не оконтурено. Средняя мощность залежей составляет порядка 4,5 м. Сульфидное медно-никелевое оруденение представлено двумя типами: сингенетическим и эпигенетическим. Пространственно эти типы оруденения часто совмещены, преобладает эпигенетическое оруденение. По структурно-текстурным особенностям оно подразделяется на вкрапленное, прожилково-вкрапленное, брекчиевидное и массивное. Преобладает прожилково-вкрапленное оруденение. Содержание сульфидов в руде варьирует от 5–7 до 80–100 %. По минеральному составу руды халькопирит-пентландит-пирротиновые и пентландит-пирротиновые. Содержания никеля от 0,4–0,5 % при вкрапленном оруденении до 3–4 % в брекчиевидных и массивных рудах. Кроме того, в рудах присутствуют: медь – от 0,10 до 2,45 % и кобальт от 0,02 до 0,17 % (в среднем – 0,04 %), а также отмечаются единичные повышенные содержания палладия – до 3,5 г/т и платины – до 1,07 г/т, однако среднее содержание металлов платиновой группы (МПГ) в рудах не превышает 1 г/т. Сульфидные медно-никелевые руды вблизи поверхности подверглись довольно интенсивным процессам десульфидизации. Пентландит, пирротин и халькопирит замещаются пиритом, марказитом и магнетитом в ассоциации с виоларитом и миллеритом.

По результатам разведочных работ, проведенных на месторождении в 1990–1994 гг., запасы никеля по категории C_1 – 16,9 тыс. т, C_2 – до 3,3, меди по категории C_1 – 4,5 тыс. т, по категории C_2 – 1,2 тыс. т при среднем содержании 0,3 % [252].

Запасы попутных полезных ископаемых [252] приведены в табл. 2.

Запасы попутных полезных ископаемых

Полезное ископаемое	Ед. изм.	Запасы по категориям	
		C ₁	C ₂
Кобальт при борт. сод. 0,3 %	тыс. т	0,9	0,1
Кобальт при борт. сод. 0,6 %	тыс. т	0,7	
Сера при борт. сод. 0,3 %	млн т	130,9	29,5

Прирост запасов на месторождении возможен за счет доизучения глубоких горизонтов.

Месторождение Светлоозерское (Ш-1-17) [123] расположено в 38 км юго-восточнее пос. Валдай. Пространственно и генетически оно связано с Западно-Светлоозерским массивом ультрамафитов. Месторождение локализовано в восточной части массива и представлено залежью линзовидной формы с раздувами и пережимками, протяженность залежи по простиранию превышает 1200 м. В южной своей части залежь тяготеет к контакту Западно-Светлоозерского массива с вмещающими осадочно-вулканогенными породами среднего лопия, отделяясь от него только маломощной (около 20 м) оторочкой тальк-карбонатных пород, в северной части она постепенно смещается к центру массива.

Залежь погружается по направлению к центру массива под углом 40–60° в южной части и 70–85° – в северной. Мощность ее варьирует в широких пределах: от долей метра до 30 м, составляя в среднем 7,8 м. По падению в южной части месторождения залежь прослеживается до глубины 300–400 м, северная часть залежи по глубине не оконтурена. Залежь сложена вкрапленными, густовкрапленными и прожилково-вкрапленными рудами с содержанием никеля от 0,2 до 0,5 %, среди которых отмечаются богатые сульфидные жилы и прожилки мощностью от первых сантиметров до 1 м и с содержанием никеля до 11,6 %. По составу рудовмещающих пород выделяются две основные разновидности руд: руды в серпентинитах и руды в тальк-карбонатных породах. Массивные руды в серпентинитах имеют преимущественно халькопирит-пентландит (виоларит)-пирротиновый состав. Вкрапленные руды в серпентинитах имеют хромит-магнетит-сульфидный состав. Сульфиды представлены пирротинном, пентландитом, пиритом (марказитом), виоларитом, халькопиритом. Руды в тальк-карбонатных породах как массивные, так и вкрапленные имеют пирротин-пентландит-халькопирит-пиритовый состав.

Запасы никеля при бортовом содержании 0,6 % составляют по категории C₁ – 10,4 тыс. т, C₂ – 23,5 тыс. т, меди по категории C₁ – 1,6 тыс. т, по категории C₂ – 3,23 тыс. т при среднем содержании 0,4 %. Запасы попутных полезных ископаемых приведены в табл. 3 [252].

Запасы попутных полезных ископаемых

Полезное ископаемое	Ед. изм.	Запасы по категориям	
		C ₁	C ₂
Кобальт при борт. сод. 0,4 %	тыс. т	0,4	0,9
Кобальт при борт. сод. 0,6 %	тыс. т	0,2	0,4
Сера при борт. сод. 0,4 %	млн т	0,029	0,058
Сера при борт. сод. 0,6 %	млн т	0,002	0,032

Прирост запасов возможен на северном фланге в интервале глубин 150–400 м за счет более детального бурения по отдельным разведочным профилям, а также в результате выявления новых рудных залежей в неизученных частях Западно-Светлоозерского массива.

Центрально-Вожминское (II-1-4), Западно-Вожминское (II-1-5), Хизлеводитовое (II-1-8), Кумбуксинское (II-1-10), Волошовское III (III-3-27) и Волошовское I, II (III-3-29) рудопоявления относятся к тому же рудоформационному типу, что и описанные выше объекты [53, 123].

Рудопоявление никеля, меди, кобальта и серного колчедана Золотопорожское (II-1-16), расположенное в 34 км юго-восточнее пос. Валдай в Каменноозерской зеленокаменной структуре, является примером комплексного полигенного и полихронного оруденения [106, 123].

В его геологическом строении принимают участие разнообразные по составу осадочно-вулканогенные образования золотопорожской серии. Наибольшим распространением пользуются вулканиты, слагающие преимущественно нижнюю и среднюю части разреза. Они представлены лавами метабазальтов и ультраосновных пород – коматиитов. Наряду с вулканитами развиты магнезиальные (хлорит-амфиболовые и др.) сланцы, туфы и туффиты средне-кислого состава, сульфидсодержащие кварциты и углеродсодержащие сланцы. Перидотитовые коматииты представлены мощной пачкой, сложенной потоками измененных ультраосновных лав, а также силлами того же состава. Потоки коматиитов наиболее широко развиты в северной и восточной частях рудопоявления, а силлы – в юго-западной.

На этом рудопоявлении наиболее ранними являются колчеданные (пиритовые) руды, образующие пластовую залежь с 10–60-процентным содержанием сульфидов. Мощность наиболее богатых руд составляет 5–40 м. Рудная залежь прорвана ультрабазитами и габброидами и смята в S-образную складку, осложненную северо-западными и субширотными тектоническими нарушениями. Пиритовые руды метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты, участками раздроблены.

В пределах рудопоявления выделены четыре связанных с коматиитами рудные залежи (A, B, C, D) протяженностью по простиранию от 50 до 1300 м, по падению – 200–300 м, средней мощностью 1,0–9,3 м. Залежи сложены

миллерит-пиритовыми и миллеритовыми рудами. Руды миллерит-пиритового типа представлены равномерно рассеянной вкрапленностью сульфидов и магнетита в грубо-, тонкорассланцованных, массивных и полосчатых хлорит-талек-карбонатных, талек-хлорит-карбонатных, кварц-карбонат-хлоритовых и существенно хлоритовых породах. Сульфиды в руде составляют 5–30 %, магнетит – до 1 %, реже 3–5 %. Содержание никеля в рудах колеблется от 0,3 до 3,5 % и составляет в среднем 0,5–0,7 %, меди – от 0,02 до 0,2 %, кобальта – от 0,01 до 0,1 %. Соотношение никеля к меди и кобальту составляет в среднем 40 : 2 : 1.

Главными рудными минералами являются пирит и миллерит; второстепенными – магнетит, пирротин, халькопирит, виоларит, халькозин, сфалерит, хромшпинелиды и др. Из нерудных минералов преобладают хлорит, карбонат, талек, реже кварц. В подчиненном количестве присутствуют серпентин и амфибол. Медно-никелевые руды миллеритового типа представлены редкой неравномерной рассеянной вкрапленностью сульфидов и магнетита в массивных, реже полосчатых серпентинитах, преимущественно антигоритового состава. Содержание сульфидов колеблется от 0,5 до 1–3 %, магнетита – до 1–3 %. Концентрации никеля составляют 0,3–1,0 %, в среднем – 0,35–0,40 %, меди – 0,02–0,09 %, кобальта – 0,009–0,05 %. Соотношение никеля к меди и кобальту в среднем 25 : 2 : 1. Из сульфидных минералов в указанном типе руд резко преобладает миллерит, в незначительном количестве отмечаются халькопирит, пирит, линнеит.

По результатам детальных поисков были подсчитаны запасы по категории С₂ никеля – 6,2 тыс. т (при среднем содержании 0,53 %), меди (при среднем содержании 0,03 %) – 0,3 тыс. т, кобальта (при среднем содержании 0,02 %) – 0,3 тыс. т [256].

Прогнозные ресурсы никеля подсчитаны по категории Р₁ – 9,3 тыс. т, меди – 0,5 тыс. т, кобальта – 0,4 тыс. т. Прогнозные ресурсы серноколчеданных руд категории Р₂ составляют 15 млн т при среднем содержании серы 21 %. Глубина изученности – 200 м [256].

Рудопроявление Лещевское (П-1-24) [123, 254] расположено в 42 км юго-восточнее пос. Валдай. В его геологическом строении принимают участие осадочно-вулканогенные образования золотопорожской серии. Породы залегают моноклинально, с преобладающим падением на северо-запад под углом 30–50°, реже 70–90°. В нижней части разреза преобладают толеитовые metabазальты, среди которых наблюдаются многочисленные маломощные прослои осадочно-туфогенных пород, реже кварцитов и углеродсодержащих сланцев. Верхняя часть разреза имеет более пестрый литологический состав. Здесь в равной степени развиты как metabазальты, так и осадочно-туфогенные породы, содержащие чаще, чем в нижней части, прослои кварцитов. Отличительной особенностью верхней части разреза является наличие магнезиальных сланцев преимущественно хлорит-амфиболового состава, образующих мощную (до 250 м) пачку, которой завершается разрез. Сланцы представлены карбонат-талекковыми, хлорит-талекковыми, талек-хлорит-амфиболовыми, реже карбонат-талек-серпентиновыми разновидностями. В последних, как правило, сохраняются реликты первичных структур и текстур.

Оруденение прожилково-вкрапленного, вкрапленного типов приурочено к нижней части пачки, реже распределено по всей их мощности. Преобладают вкрапленные руды халькопирит-пентландит-пирротинового состава. Мощность зон с концентрациями никеля промышленного уровня (более 0,4 %) колеблется в пределах 0,2–5,4 м (в среднем 2,5 м). Кроме перечисленных выше минералов в рудных зонах присутствуют в незначительных количествах виоларит, хромшпинелиды и магнетит, в единичных случаях отмечены зигенит и кобальтин. Содержание сульфидов варьирует от 5–10 до 20–30 %. В безрудных потоках сульфидная минерализация представлена тонкой рассеянной вкрапленностью, содержание которой не превышает 1–3 %. Концентрации полезных компонентов в рудах составляют: никеля – 0,37–1,80 %, меди – 0,02–0,15 %, Co – 0,011–0,062 %. По результатам детальных поисков прогнозные ресурсы никеля по категории P_1 оцениваются в 30 тыс. т при среднем содержании 0,56 % [256].

К кобальт-никелевой силикатной рудной формации осадочного генезиса относятся Талицкое и Сезское средние месторождения, связанные с корами выветривания по массивам базит-гипербазитового комплекса Ветреного пояса людиковийского возраста.

Месторождение Талицкое (Ш-4-16) находится в 7 км к северу от пос. Сеза, в среднем течении р. Сеза, на правом борту. Выявлено попутно при поисках бокситов вдоль юго-восточного склона Ветреного Пояса. Позже были проведены поисково-оценочные работы [247].

Месторождение приурочено к одноименному интрузивному массиву базит-гипербазитового состава, залегающему среди метапесчаников, метаалевролитов виленгской свиты и эффузивов свиты Ветреного пояса. Вмещающие оруденение породы трансгрессивно перекрыты отложениями палеозоя и четвертичной системы мощностью в среднем 40–45 м. Талицкий массив имеет в плане неправильную форму, слабо вытянутую в северо-западном направлении. Длина интрузии в среднем – 6,5 км, ширина – 3 км. Падение пологое (до 40°) в северо-восточном направлении. Глубина залегания кровли колеблется от 24,0 до 80,3 м. Контакт массива с протерозойскими сланцами тектонический, с образованием в приконтактных зонах серицит-хлоритовых сланцев по перидотитам и пироксенитам. Зональное строение массива обусловлено присутствием висячем боку интрузии габброидов и, частично, пироксенитов, в лежачем – перидотитов и, частично, пироксенитов. Перидотиты распространены в районе южного контакта массива и занимают 25–30 % от его общей площади. Пироксениты протягиваются узкой полосой вдоль северного и западного контактов перидотитов в центральной и юго-западной частях интрузии (около 10 %). Остальную площадь занимают габброиды.

С корами выветривания серпентинизированных перидотитов связаны промышленные содержания никеля, кобальта и железа. Химический состав исходной породы следующий (%): SiO_2 – 37,1; Al_2O_3 – 3,15; Fe_2O_3 – 11,7; FeO – 0,66; Cr_2O_3 – 0,6; TiO_2 – 0,2; MgO – 32,8; CaO – 1,07; Na_2O – 0,1 %; K_2O – 0,11; MnO – 0,15; Ni – 0,11; Co – 0,011 [247].

Верхняя граница контакта серпентинизированных перидотитов с выщелаживающей хлоритовой зоной фиксируется на глубине 97 м. Наиболее типичный и полный профиль рудоносной коры выветривания, а также химический

состав выделяемых в ней зон гипергенных изменений Талицкого массива, представлен следующими особенностями (снизу вверх):

- хлоритовая зона развита в инт. 66,5–97,0 м;
- гётит-доломит-монтмориллонитовая зона – в инт. 54,5–66,5 м;
- каолинит-монтмориллонит-гётитовые охры с гематитом – в инт. 42,0–54,5 м;
- каолинит-гётит-гиббситовые охры – в инт. 37,5–42,0 м. Они завершают разрез коры выветривания серпентинизированных перидотитов.

Рудное тело представляет собой пластообразную залежь с простиранием в субширотном направлении на 1,3 км при ширине от 200 до 630 м (средняя ширина – 400 м). Мощность рудного тела колеблется от 1 до 9 м, средняя – 4,6 м. Площадь рудного тела составляет 774 250 м². Рудное тело залегает на глубине от 29,5 до 51,0 м (средняя глубина – 40,0 м). Оконтуривание рудного тела произведено по бортовому содержанию условного никеля 0,7 % и бортовой мощности 1,0 м. Среднее содержание никеля 0,61 %, кобальта 0,07 %.

Запасы никеля по категории С₂ составляют 39,1 тыс. т, кобальта – 4,5 тыс. т [54]. Ввиду незначительных запасов, относительно низкого качества руды, сложности горно-технических условий месторождения, отсутствия перспектив прироста запасов Талицкое никель-кобальтовое месторождение с железом отнесено к нерентабельным.

Месторождение Сезское (Ш-4-30) располагается на правом берегу р. Сеза, между одноименным поселком и озером Бол. Ширбозеро. Выявлено попутно при поисках бокситов вдоль юго-восточного склона Ветреного Пояса [248], позже на нем были проведены поисково-оценочные работы. Месторождение приурочено к довизейской коре выветривания серпентинизированных перидотитов одноименного массива. Сезский интрузивный массив представляет собой пластообразное пологопадающее тело (35–40°) субширотного простирания и северо-восточного падения, согласного с падением вмещающих пород. Форма массива дугообразная при длине 8 км и ширине 3,5 км. Глубина залегания – 60–140 м, в среднем 70–75 м. В рельефе кристаллического фундамента слабоволнистая кровля интрузии возвышается над пенепленизированной поверхностью цоколя вмещающих пород.

Вмещающими породами являются кварц-серицит-хлоритовые сланцы, метааргиллиты, метаалевролиты, метапесчаники и метаконгломераты. Нередко на контакте интрузии с вмещающими породами намечается приконтактный метаморфизм метааргиллитов и метаалевролитов, выражающийся в образовании кварц-сланцев с гематизацией по трещинам пород. Характерной особенностью контакта интрузии и сланцев является развитие линейной коры выветривания с плохо выраженной зональностью, мощность которой может достигать 10–20 м. Наиболее типичный и полный профиль рудоносной коры выветривания Сезского массива представлен следующим разрезом (снизу вверх):

- серпентинизированные перидотиты (до глубины 100,4 м), массивные, плотные, мелкозернистые породы темно-зеленого и черного цветов с крупными (до 1 см) порфиroidными выделениями таблитчатых кристаллов ортопироксена темно-зеленого цвета;

– зона карбонатизированных, монтмориллонитизированных, ожелезненных серпентинизированных перидотитов (гётит-доломит-монтмориллонитовая) залегает на материнских породах с постепенным переходом в инт. 90,9–100,4 м (мощность 9,5 м);

– охристая зона гематит-хлорит-каолинит-гётитового состава мощностью 7,0 м, имеющая резкую нижнюю границу;

– каолинит-гематит-гётит-гиббситовые охры завершают профиль коры выветривания и имеют мощность 7,9 м.

Никель в максимальных количествах (1,42 %) и кобальт (0,1 %) накапливаются в нижней части зоны охр и в зоне карбонатизации, убывая вверх по разрезу. Наиболее богатые никелем руды связаны с появлением в охристой зоне хлорита и в какой-то мере гематита. Зона охр, в которой выявлены промышленные концентрации никеля и кобальта, а также природнолегированного железа вскрыта десятью скважинами [247].

Рудное тело представляет собой пластообразную залежь с простиранием в субширотном направлении на 2,3 км при ширине от 70 до 730 м (средняя ширина 320 м). Мощность рудного тела колеблется от 1,0 до 17,5 м, средняя 8,4 м. Площадь рудного тела составляет 707 750 м². Залегает рудное тело на глубине от 72 до 104,1 м (средняя глубина – 90,0 м). Оконтуривание рудного тела произведено по бортовому содержанию условного никеля 0,7 % и бортовой мощности 1,0 м. Среднее содержание никеля – 0,69 %. Содержание кобальта меняется от 0,05 до 0,1 %, среднее 0,07 %. Запасы никеля по категории С₂ составляют 73,84 тыс. т, кобальта – 7,5 тыс. т [247].

Рудопроявление Чернозерское (Ш-4-21) расположено на левобережье р. Лужма, между оз. Чёрное и пос. Лужма. В геолого-структурном плане приурочено к центральной части юго-западного склона крупного Чернозерского дифференцированного массива ультраосновных пород серпентинизированных перидотитов. Интрузия контролируется глубинными разломами, имеет юго-восточное простирание, северо-восточное пологое падение, согласные контакты с вмещающими метаморфизованными породами виленгской свиты нижнего протерозоя. Массив сложен перидотитами (лежащий бок), пироксенитами и габброидами (висячий бок).

Оруденение генетически связано с каолиновой зоной охр в коре выветривания по серпентинизированным перидотитам. Максимальная мощность коры выветривания достигает 41 м. Мощность перекрывающих четвертичных и карбоновых осадков составляет 63–80 м.

Повышенные содержания никеля выявлены в скважинах поискового бурения [248] и поисково-оценочного бурения [247] и связаны с верхней мало-мощной каолиновой зоной коры выветривания мощностью 2,5–4,5 м. Кора выветривания темно-вишневого цвета, глинистая, рыхлая, непрочная, жирная на ощупь. В нижней части прослой наиболее сохранившейся трещиноватой породы того же цвета. Под микроскопом структура петельчатая, основная масса породы состоит из темно-бурых, почти черных непрозрачных окислов железа, гидротематита и магнитного железняка. В каолиновой части коры выветривания на площади 4,5 км² содержание никеля достигает 0,32–0,42 %. Относится к проявлениям латеритных кор выветривания кобальт-никелевой силикатной рудной формации.

Никель, магний. В процессе геологосъемочных работ на юго-восточном склоне Балтийского щита обнаружен новый тип комплексного никель-магниевого оруденения в Бураковском массиве ультраосновных пород (*месторождение Аганозерское* (Ш-1-2) [17, 123, 214]). Оно расположено в 45 км севернее г. Пудож. Пространственно и генетически связано с серпентинитами ультраосновной зоны дунитовой подзоны, залегающими в центральной части Аганозерского блока Бураковско-Аганозерской интрузии, окаймляя широкой дугой габброноритовую синформу с Аганозерским месторождением хромовых руд.

Продуктивная толща серпентинитов занимает площадь 58 км², ее мощность составляет 700–900 м, залегает на глубинах от 25 до 900 м. Залежь в плане имеет подковообразную форму переменной ширины: от 1–1,5 км на юге до 5 км на северо-востоке. Протяженность залежи в субмеридиональном направлении составляет 12,5 км. В разрезе продуктивная залежь представляет собой крупную субгоризонтально залегающую линзу со сложными очертаниями, мощностью не менее 800 м. Продуктивная залежь подразделяется на две части: основную, сложенную метастабильными разновидностями руд, и верхнюю (бронирующую), мощностью 20–50 м, сложенную неразрушающимися серпентинитами. Наиболее перспективна по горно-геологическим условиям часть продуктивной залежи, где расположен участок подсчета запасов категории С₂ площадью 0,41 км². В его пределах залежь имеет форму субгоризонтальной пластины мощностью 180–200 м, перекрытой вскрышными породами с мощностью от 4 до 28 м (в среднем – 10 м).

Серпентиниты, названные «кемиститами» [37] и являющиеся рудами, обладают рядом специфических особенностей. Для них характерно обилие гидроталькиитов; высокое (70–90 %) содержание кислотнорастворимых форм никеля, магния, железа; механическая нестабильность, аномально высокая пористость. Руда состоит из минералов группы серпентина, в основном лизардита (73,5 %), гидроксилкарбонатов (бруньятелита, колингита, пироаурита – 22,1 %), в незначительной степени (менее 5 %) – шамозита, магнетита, хромита, кальцита и др. Присутствие гидроксилкарбонатов является вероятной причиной быстрой физической дезинтеграции серпентинитов при извлечении на поверхность. Для кемиститов характерно почти полное отсутствие собственных минералов никеля: 62,5 % Ni связано с минералами группы серпентина, причем большая часть приходится на долю легко кислотнорастворимой гидроксидной формы и, в меньшей степени, – менее растворимой гелеобразной, 30,1 % – с гидроксилкарбонатами, 6,3 % – с магнетитом, 0,8 % – с хлоритом, 0,2 % – с хромитом, 0,1 % – с полевыми шпатами; 72,6 % магния связано с минералами группы серпентина, 26,4 % – с гидроксилкарбонатами.

Выделяются две разновидности руд: бедные монолитные и «саморазрушающиеся» богатые. Первые залегают в виде бронирующего пласта мощностью 15–70 м в верхней части разреза продуктивной толщи, вторые приурочены к ее нижней части. Высококачественные руды, пригодные для комплексного освоения, имеют форму линзы площадью 13 км², мощностью 180–200 м. Главными полезными компонентами руд являются никель и магний, валовое содержание которых при разных вариантах подсчета составляет: Ni – 0,32–0,34 %, MgO – 38,47–38,55 %. Содержание полезных компонентов

в кислоторастворимой форме составляет: Ni – 0,24–0,29 %; MgO – 25,22–26,8 %. Максимальное извлечение никеля – 82 %, магния – 64 %, попутно могут извлекаться железо и кобальт.

Рудные серпентиниты отнесены к полигенным образованиям, минеральный состав которых сформирован главным образом в метасоматическую стадию в процессе серпентинизации. Сохранились реликты магматического субстрата (хромит, ильменит). Выявлены признаки гипергенного преобразования, связанного с мерзлотным нагнетанием грунтовых вод в периоды промерзания четвертичной эпохи оледенения. Это привело к образованию гелей, увеличению пористости, переводу компонентов в геохимически подвижные формы.

Руды не поддаются обогащению и могут перерабатываться гидрометаллургическим способом. Технологическими испытаниями, выполненными на стандартном оборудовании по схеме серноокислотного передела, доказана возможность извлечения в конечный товарный продукт 64 % содержащегося в руде магния в виде чистой магнезии и 82 % никеля в виде водного сульфата. Месторождение уникально по запасам. Согласно результатам технико-экономических расчетов, выполненных в масштабе цен 1995 г., на базе месторождения может быть организовано высокорентабельное производство, ориентированное на извлечение в качестве основного продукта никеля.

На поисково-оценочной стадии выявлены запасы по категории C₂ на глубину до 200 м: Ni – 746 тыс. т, MgO – 82,357 млн т и прогнозные ресурсы категории P₁: Ni – 38 028 тыс. т, MgO – 4539 млн т [218].

Алюминий. На территории известны два крупных – Плесецкое (II-5-8) [222] и Иксинское (III-4-9) [54], одно среднее месторождение бокситов – Дениславское (III-5-3) [225], а также 12 рудопроявлений: Треугольное (III-3-15) [53], Среднерубежское (V-1-26), Лемское (V-1-27), Анненский Мост (V-2-8) [62], Салозеро (скв. 660) (VI-1-2), Шогдинское (VI-1-10) [66], руч. Гладкий (скв. 662), (VI-2-3), Поповка (скв. 682) (VI-2-12), Юрино (скв. 690) (VI-2-13) [62], Богтеньга (VI-3-2), Росликово (VI-3-3), Чистый Двор (VI-3-5) и 10 пунктов минерализации. Все они находятся на территории Архангельской и Вологодской областей, относятся к осадочному генетическому типу и бокситовой терригенной формации.

Объекты алюминиевых руд приурочены к пологим склонам и понижениям поверхности кристаллического фундамента, вендских и девонских образований под перекрывающими их осадками нижнего и среднего карбона или верхнего девона Русской плиты [231]. Бокситоносные отложения залегают в основании нижнего карбона и подразделяются на четыре пачки: подрудную (пески, алевроиты, глинистые песчаники), бокситовую, глинистую железобобовую, надрудную. Бокситовая пачка мощностью 25 м сложена каолинизированными глинами, сиаллитами, аллитами, бокситами. Бокситы залегают в центральной части толщи, слагая линзообразные тела. Исходным материалом бокситов служили продукты выветривания протерозойских основных и ультраосновных пород. Бокситы развиты на нескольких горизонтах кор выветривания протерозойских пород, имеющих делювиально-элювиальное происхождение. По минеральному составу руды относятся к гиббсит-бёмит-

каолинитовому типу. Содержание Al_2O_3 увеличивается от краевых частей залежи к внутренним – от 37 до 77 %.

Месторождение Иксинское (Ш-4-9) расположено на р. Икса, ее правом притоке – р. Лужма и по обоим берегам р. Онега [54]. Бокситовая фация проявляется в нижней части Иксинской впадины, западнее р. Лужма и прослеживается вдоль подножья южного склона Ветреного Пояса, откуда языком спускается к югу, заполняя юго-восточную часть Иксинской и северо-западную часть Оксовской впадины. Общая площадь распространения бокситовых пород составляет около 120 км^2 , при мощности пластов от 0,8 до 16 м, кондиционных руд – 35 км^2 при мощности по залежам 2,5–8 м. Глубина залегания полезной толщи – от 39 до 85 м, в среднем составляет 50 м. В строении месторождения участвуют вендские и верхнедевонские отложения, на которых трансгрессивно залегают породы визейского яруса нижнего карбона, представленные бокситовыми породами, каолинитовыми глинами и песками.

Месторождение представлено шестью залежами: Беловодской, Евсюковской, Чирцовской, Кудрявцевской, Тарасовской и Казаковской. Рудные тела отделяются друг от друга безрудными участками, обусловленными локальными повышениями подрудного ложа. Бокситы, удовлетворяющие требованиям промышленности, залегают внутри бокситовой толщи в центральной части впадины. Они представляют собой линзовидные пластообразные тела неправильных очертаний. В залегании их наблюдается вполне определенная зависимость от рельефа подрудного ложа. Бокситы обычно встречаются в пониженных частях локальных депрессий и на пологих склонах. На крутых склонах и на возвышенностях подрудного ложа они отсутствуют. Наиболее благоприятные условия для бокситообразования создаются в пологонаклонных замкнутых чашеобразных или корытообразных локальных понижениях.

Среди бокситов месторождения на основании факторов, характеризующих облик породы в момент их отложения, а также признаков, отражающих условия отложений осадков и последующие дигенетические изменения, выделяются три основные группы пород: реликтивно-обломочные, пелитовые (тонкодисперсные) и оолито-бобовые, в распределении которых отмечается закономерность. Реликтивно-обломочные разности бокситов залегают, как правило, во впадинах, которые на возвышенностях и склонах сменяются пелитовыми. Последние в верхних частях бокситовой толщи переходят в пятнистые, перекрывающиеся в свою очередь оолито-бобовыми [222].

Подстилающие породы представлены пестроцветными глинами каолинитового и каолинит-гидрослюдистого состава с прослоями мелко-среднезернистых кварцевых песков и песчаников. В базальной части встречаются обломки кварца и основных пород. Бокситовая толща залегают на подрудной без следов размыва. В литологическом отношении бокситовые породы представляют собой высокоглиноземистые плотные, сухаристые и глиноподобные образования красного, серого цветов, часто пятнистые, пелитовой или обломочной структуры, реже оолитовой. По химическому составу породы этой пачки включают бокситы, аллиты, сиаллиты и каолинитовые глины.

В надбокситовой («железо-бобовой») толще развиты глины кирпичного цвета с новообразованиями оксидов железа в виде конкреций и бобовин.

Основными химическими компонентами бокситов в породах являются SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , которые входят в состав бокситовых минералов: бёмита, гиббсита и каолинита. Количественные содержания этих минералов определяют промышленную ценность бокситов. В качестве второстепенных компонентов присутствуют CaO , MgO , TiO_2 , Cr_2O_3 , щелочи, сера и пр. [222]. Содержание глинозема в пласте кондиционных бокситов в среднем по месторождению колеблется от 43,25 до 55,22 %, в отдельных пробах превышает 70 %. Содержание кремнезема изменяется от 11,48 до 22,19 %, по отдельным скважинам от 6–8 до 27–28 %. Содержание V_2O_5 составляет 0,12 %, Cr_2O_3 – 0,6 %, Ga – 60 г/т. По соотношению содержания глинозема и кремнезема (кремниевый модуль) в толще бокситовых пород выделяются сиаллиты, аллиты и собственно бокситы. К сиаллитам относятся породы, в которых это отношение варьирует в пределах 0,875–1,1; в аллитах кремниевый модуль изменяется от 1,1 до 2,1, а бокситами считаются породы, в которых кремниевый модуль превышает значение 2,1. В распределении этих химических разностей в разрезе бокситовой толщи наблюдается также определенная закономерность. Сиаллиты слагают кровлю и подошву толщи, бокситы – ядро, а аллиты занимают промежуточное положение между сиаллитами и бокситами. В горизонтальном направлении первыми выклиниваются бокситы, затем аллиты и последними сиаллиты. Максимальные содержания глинозема приурочены к западной части Иксинского месторождения, а к востоку количество его несколько понижается.

По минералогическому составу бокситы Иксинского месторождения относятся к гиббсит-бёмитовому и бёмит-гиббситовому типам [222]. Кроме этих минералов в составе бокситовых пород в значительном количестве присутствует каолинит, являющийся одной из основных частей. Содержание каолинита в пределах Евсюковско-Кудрявцевской полосы бокситов и в Беловодской залежи увеличивается к востоку и юго-востоку, в направлении основных путей сноса, с 30 до 40 %. По данным [54], преобладающее количество бёмита находится также в пределах 30–40 %, а в Евсюковско-Кудрявцевской полосе участками увеличивается до 40–50 %. На Беловодской залежи, на большей части площади, содержание бёмита остается равным каолиниту, но там, где количество каолинита увеличивается, содержание бёмита уменьшается.

Аналогичная обратная зависимость между минералами наблюдается и на отдельных участках Евсюковско-Кудрявцевской полосы [223]. Содержание гиббсита на Иксинском месторождении колеблется от 0 до 20 %. Наиболее значительные количества этого минерала (до 37 %), встречаются в западной части Беловодской залежи и уменьшаются к востоку. В северной части Евсюковской залежи содержания гиббсита выражаются единицами процентов. Отсюда полоса малых содержаний протягивается в юго-восточном направлении по пути основного сноса. В составе полезной толщи встречаются бокситы всех марок, но преобладающее значение имеют бокситы марок Б-5 и Б-6. Несколько реже встречаются бокситы марки Б-4. Бокситы более высоких марок, Б-3 и выше, образуют невыдержанные прослои мощностью, редко превышающей 0,5 м.

Беловодская залежь расположена вдоль южного склона Иксинской депрессии в ее наиболее пониженном участке и протягивается с запада на восток, от р. Лужма по правобережью р. Икса на 7 км, и достигает в ширину 2–2,5 км, являясь наиболее крупной залежью Иксинского месторождения. Бокситы, удовлетворяющие требованиям кондиции промышленности, залегают в осевой части депрессии, в средней части бокситовой толщи. Они образуют единый пласт, сравнительно простых очертаний, выдержанной мощности, прерывающийся только в районе локальных возвышенностей подрудного рельефа. Глубина залегания бокситов изменяется от 79,04 м в восточной части залежи до 39,1 м в ее западной части. Средняя глубина залегания бокситов в восточной залежи – 67,0 м, а в западной, где в кровле бокситового пласта отсутствуют известняки – 49,0 м. На западе максимальная мощность бокситов достигает 14,35 м и в среднем составляет 7,0 м, в восточной части залежи наибольшая мощность пласта – 10,1 м, в среднем составляет 3,60 м [225].

Бокситы Беловодской залежи относятся к бокситам низкого качества, для них характерно высокое содержание кремнезема и вредных примесей, низкое содержание железа. Они могут перерабатываться на глинозем, но в основном энергоемким спекательным способом. В качестве попутных полезных компонентов присутствуют ванадий, хром, литий. Для производства глинозема и огнеупоров пригодны 93,4 % бокситов, остальные используются в металлургической и цементной промышленности.

Ученные балансовые запасы бокситов категорий А + В + С₁ на дату утверждения (протокол ГКЗ 1984 г. № 9570, протокол ГКЗ 2003 г. № 804) составляют 262,3 млн т, забалансовые – 25,5 млн т. Запасы на 1.01.2019 г. категорий А + В + С₁ составляют 252,2 млн т, забалансовые – 25,5 млн т, добыча с учетом потерь на 1 января 2019 г. – 0,564 млн т [69]. Более 80 % разведанных запасов сосредоточено в пределах Беловодской залежи, еще 11 % запасов относятся к Евсюковской залежи. Остальные запасы распределены между оставшимися залежами. Запасы V₂O₅ категорий А + В + С₁ составляют 0,17 млн т [68], Ga₂O₃ – 84,75 тыс. т [71]. Разработка месторождения проводится с 1976 г. В настоящее время ОАО «Североонежский бокситовый рудник» обрабатывает Западный участок Беловодской залежи.

Плесецкое (Ш-5-8) и Дениславское (Ш-5-3) месторождения бокситов с 2008 г. находятся в Нераспределенном фонде недр [69]. Плесецкое месторождение бокситов расположено в 8 км к западу от г. Плесецк. Месторождение состоит из Шабеньгской, Березовской и Вахновской залежей [222].

В состав Шабеньгской залежи входят три обособленных рудных тела, отделенных от Березовской залежи безрудными бокситовыми породами. В строении продуктивной толщи принимают участие различные литологические разновидности бокситовых пород, представленные в основном пелитовыми и, в меньшей степени, обломочными разновидностями, состоящими из обломков размером от 0,01 до 10–20 мм. В низах разреза продуктивной толщи распространены большей частью обломочные бокситовые породы. Состоят они из обломков кор выветривания полностью глинизированных в процессе диагенеза. Форма обломков различная – плоская, изометричная, угловатая. Текстура обломочных бокситовых пород обычно брекчиевидная либо песчанниковая. По размерам обломков выделяются следующие разности: тонкооб-

ломочные, мелкообломочные, среднеобломочные и крупнообломочные бокситовые породы. Цемент в обломочных бокситовых породах представлен слюдисто-каолинит-железистым материалом. По всему разрезу продуктивной толщи встречаются растительные остатки в виде буро-зеленых пятен различной формы, часто углефицированных в низах разреза. По физико-механическим свойствам бокситовые породы в основном глинистые, иногда каменистые. Бокситы, как правило, залегают в средней части разреза бокситовых пород, приурочены к пелитовым разностям и лишь в единичных случаях в бокситовом пласте встречаются обломочные разновидности.

Главнейшими породообразующими минералами бокситовых пород залежи являются бёмит, каолинит, гиббсит и минералы железа, второстепенными – серицит, хлорит, карбонаты и др. Минеральный состав бокситов довольно постоянен и отличается лишь количественными соотношениями основных минералов: бёмита, каолинита и гиббсита. Из минералов свободного глинозема преобладает гиббсит, содержание которого колеблется от 10 до 65 %, содержание бёмита – от 0 до 23 %, а каолинита – от 19 до 73 %. По преобладанию одного из этих минералов определяется минеральный тип бокситов. Бокситы Шабеньгской залежи – бёмит-гиббсит-каолинитовые, реже каолинит-гиббситовые.

В вертикальном разрезе собственно бокситы приурочены к средней части толщи, постепенно сменяясь к кровле и подошве сначала аллитами с кремневым модулем от 1,0 до 2,0, а затем сиаллитами с кремневым модулем от 0,85 до 1,0. Содержание глинозема в боксите колеблется от 42,7 до 54,2 %, составляя в среднем 46,17 %, что значительно выше требований действующего в настоящее время ГОСТа 972-82 к минимальному содержанию 28 %, при повышенном содержании кремнезема от 15,95 до 24,9 %, среднее – 18,24 %. Содержание глинозема увеличивается с юга на северо-восток, одновременно содержание кремнезема возрастает от центральной части к периферии. Лучшие по качеству бокситы приурочены к центральной части рудного тела. Колебания содержания окиси железа весьма значительны: от 1,39 до 21,5 %, в среднем 10,79 %. Северо-восточная часть рудного тела 3 наименее железистая.

Исходя из особенностей химического состава, бокситы Шабеньгской залежи низкого качества и не пригодны для производства глинозема, но могут служить сырьем для черной металлургии. Государственным балансом учитываются забалансовые запасы бокситов 300,2 млн т, в т. ч. по Шабеньгской залежи – 57,3 млн т, по Березовской и Вахновской залежам – 242,9 млн т. Месторождение учитывается в Нераспределенном фонде недр [69].

Дениславское месторождение расположено вблизи дер. Дениславье, в 17 км северо-восточнее районного центра Плесецк [225]. Оно приурочено к почти замкнутой Дениславской впадине в кристаллическом фундаменте на южном склоне Главной гряды Ветреного Пояса.

Бокситовый пласт лежит в осевой части депрессии. Рудовмещающая известняково-доломитовая толща визейского возраста представлена в нижней части известняками зернистыми и органогенно-обломочными, в верхней – доломитами, среди которых прослой сильно кавернозных и мучнистых разностей и пестроокрашенных глин. Мощность – 80–90 м. Подрудная толща

преимущественно песчаная, с прослоями глин и песчаников. Мощность 1–11 м. На отдельных участках каолинит-бокситовая толща залегает непосредственно на коре выветривания.

Форма рудного тела пластообразная, северо-западного простирания. Протяженность составляет 1250 м, мощность варьирует от 0,75 до 8,6 м. Глубина залегания – 93,05–136,3 м.

Главные рудные минералы представлены гиббситом и бёмитом, второстепенные – гематитом, гётитом, каолинитом, кальцитом. Гиббсит составляет 36 %, находится в полнокристаллической форме. Призматические кристаллы иногда с едва заметными двойниками размером 0,1–0,3 мм тонкокристаллические скопления размером 0,08–0,16 мм, присутствует в виде крустификационных каемок. Бёмит составляет 23 %, присутствует в виде плотно сросшихся кристаллов.

Бокситы брекчированные, слабокаменистые, неравномерно трещиноватые. Влажность составляет 14,8–17,2 %, средняя – 16 %, объемный вес – 2,08 т/м³, средняя величина кремниевого модуля равна 2,9, марка бокситов – Б-5.

Химический состав руд (%): SiO₂ – 16,72, TiO₂ – 2,2, Al₂O₃ – 49,34, Fe₂O₃ – 14,45, CaO – 0,3, MgO – 0,13, MnO – 0,001, P₂O₅ – 0,14, Cr₂O₃ – 0,35, CO₂ – 1,3, H₂O – 14,38, S_{общ.} – 0,24.

Забалансовые запасы бокситов, учитываемые Государственным балансом, составляют 17,1 млн т [69]. Месторождение учитывается в Нераспределенном фонде недр.

Проявление Среднерубежское (V-1-26) открыто в 1990 г. при проведении геологической съемки масштаба 1 : 50 000 [211]. На этом проявлении пробурено 5 скважин глубиной 85–115 м. Выявлена залежь бокситовых пород (сиаллитов, аллитов) мощностью 2,2–4,6 м (средней мощностью 3,18 м) на глубине 81,0–95,5 м. Кремневый модуль составляет 0,84–1,06. Бокситовые породы залегают на образованиях фаменского яруса и относятся к третьей пачке патровской свиты нижнего карбона. Прогнозные ресурсы бокситовых пород категории P₂ составляют 8 млн т.

Проявление Лемское (V-1-27) имеет сходное строение со Среднерубежским [56]. Всего на проявлении пробурено 15 скважин, из которых в шести пройдены сиаллиты мощностью 1,05–5,35 м при средней мощности – 3,25 м. Кремневый модуль составляет 0,82–0,92, глубина залегания полезной рудной толщи от 38,1 до 74,75 м. Бокситовые породы связаны с третьей пачкой патровской свиты и приурочены к долинообразному понижению на южном склоне Лемской палеовозвышенности. Прогнозные ресурсы бокситовых пород категории P₂ составляют 2 млн т [56].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На территории листа известно 27 рудопроявлений золота, из них 22 коренного и пять комплексных, содержащих погребенные россыпи, а также 26 пунктов минерализации коренного золота. Кроме того, золото является попутным компонентом в медно-никелевых и хромитовых рудах. Коренное золото, связанное с разнообразными по составу разновозрастными метасоматитами, представлено несколькими рудными формациями.

К золото-сульфидной формации относятся рудопроявления (Половнино (I-1-9) [57], Медвежьи Горы (I-2-3), Геофизическое (II-1-27), скв. 56а (III-3-22) [246], Скв. 279 (III-1-6), Скв. 185 (III-1-9), Скв. 169–171 (III-1-10) [214]), Педозерское (III-3-39), Святозерское (III-3-40) [53].

Формация золоторудных лиственитов представлена рудопроявлениями Воронье (II-2-1) [246], Золотопорожское (II-1-19) [106, 123], Пезожерское (II-3-6) и Кенозерское (III-3-42) [53, 246].

К золото-кварцевой малосульфидной рудной формации относятся проявления Старцево (Костеничное) (II-3-2), Водораздельное (II-3-7) [246], Выдрино (III-3-14), Кипозерское (III-3-18), Вешкозерское (III-3-26), Нижне-Волошовское (III-3-30) и Мошкозерское (III-3-36) [246].

Кроме того, золото осадочного генезиса связано с формацией золотоносных конгломератов (рудопроявления Русловое (скв. 156) (II-3-1) и Колозерское, скв. МК-71 (II-3-4) [51]).

Рудопроявления Шапочка (I-1-2), Прибортовое (I-1-3), Хребтовое (I-1-5), Горелый (I-1-6), Речное (I-1-7) [246] являются полигенными. Они представлены как погребенными россыпями золота и платины, так и коренными проявлениями благородных металлов золото-кварцевой малосульфидной, золоторудной лиственитовой формаций и формацией золотоносных конгломератов

По результатам ГДП-200 в Архангельской области [51, 53, 54] и специализированных работ по оценке перспектив россыпной золотоносности северной части Вологодской области [253] выделены 59 точечных шлиховых проб с повышенным (>10 мг/м³) содержанием золота.

Золото-сульфидная рудная формация. Рудопроявление Половнино (I-1-9) расположено в 35 км к востоку от пос. Валдай, на северном берегу оз. Половнино, в 1,5 км к северо-западу от оз. Пустое [57]. Рудопроявление приурочено к восточной ветви Каменноозерской зеленокаменной структуры, в зоне пересечения северо-восточных и северо-западных разломов. Рудовмещающими являются позднелопийские метаморфизованные осадочно-вулканогенные породы кирпичной свиты.

Рудовмещающие кварц-хлоритовые сланцы с сульфидами и магнетитом интенсивно лиственитизированы, карбонатизированы и окварцованы. Главные рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, борнитом, магнетитом. Скважинами вскрыты два рудных тела. Верхнее представляет собой линзу, прослеженную на 20 м в северо-восточном направлении. Мощность линзы – 0,7–2,0 м, содержание золота варьирует от 1,18 до 5,26 г/т. Нижнее рудное тело подсечено скв. 9. В инт. 172–173,3 м в основных метавулканитах отмечена зона серицитизации и окварцевания мощностью 3 м. Содержание золота – 1,2 г/т.

Золото связано с лиственитизированными и березитизированными метабазальтами и вулканогенно-осадочными породами кислого и среднего составов с широко развитой сетью кварц-карбонатных, кварц-карбонат-альбитовых прожилков и пиритовой вкрапленностью. Его содержания составляют 0,001–0,3 г/т, достигая максимальных концентраций до 20 г/т.

В скв. 9 в интервале глубин 171,5–174,3 м, по данным пробирного анализа, содержание золота колеблется от 1,0 до 20 г/т и составляет в среднем 8,2 г/т.

Вскрытая часть рудной зоны характеризуется интенсивной карбонатизацией. Оруденение представлено пиритом (1–15%), электрумом и единичными выделениями галенита и халькопирита.

В скв. 2 аномальные содержания металла установлены в двух золоторудных зонах стволовой мощностью от 1,4 до 2,0 м. В верхней рудной зоне (инт. 177,2–179,2 м) содержания колеблются от 0,13 до 2,0 г/т. Зафиксировано видимое золото размером 0,01–0,02 мм. Золото имеет высокую пробность (Au = 94,7%), при содержании серебра – 3,9% и меди 0,2%. Здесь же установлен электрум (Au = 69,9%, Ag = 27,6%). В аншлифе золото встречено в ассоциации с пиритом (3–5%), магнетитом (0,5–1%), халькозином (0,5%), халькопиритом (0,1%), в единичных знаках отмечены борнит, галенит, гематит.

В нижней зоне (инт. 267,2–268,6 м) установленные концентрации металла варьируют от 0,43 до 5,26 г/т. Видимое золото в количестве 17 знаков выявлено в объединенной протолочной пробе исходным весом 140 г. Форма выделения – дендриты размером 0,02–0,06 мм, отмечены также сростки с кварцем и пиритом.

Анализ имеющейся на сегодня информации по данному проявлению свидетельствует о том, что в результате ранее выполненных работ здесь установлена мощная зона метасоматитов с рудными концентрациями золота, перспективы которой оцениваются достаточно высоко.

Рудопроявления Скв. 279 (Ш-1-6), Скв. 185 (Ш-1-9), Скв. 169–171 (Ш-1-10) связаны с зонами метасоматических изменений в крупных тектонических зонах, пересекающих гипербазиты Бураковского массива и выходящих за его пределы [188]. Практический интерес представляет меридиональная зона, протягивающаяся вдоль западного контакта Аганозерского блока массива. Оруденение связано с тремолит-карбонатными, тальк-карбонатными и карбонатными лиственитами с халькопирит-пирит-пентландит-пирротиновой минерализацией, мощность которых достигает в ряде случаев 20 м, а среднее содержание золота – 7,5 г/т [29].

Скв. 279 расположена в 2,85 км юго-восточнее устья безымянного ручья, впадающего в оз. Гавгозеро. Рудные интервалы 10,4–14,0 м и 23,0–27,5 м представлены тремолит-талковыми и тальк-тремолитовыми метасоматитами с кварц-карбонатными прожилками по пироксенитам. Содержания золота составляют 3,48 и 17,43 г/т соответственно. Содержание платины – 1,11 г/т, палладия – 0,11 г/т.

Скв. 185 расположена в 1,5 км юго-западнее оз. Коплино. В интервалах 48,5–56,3 м и 110,4–112,4 м в зонах сульфидной вкрапленности, представленной пиритом, пирротинном и халькопиритом по пижонитовым габброноритам, содержания золота составляют 0,38 и 0,59 г/т соответственно.

Скважинами 169, 170 и 171, расположенными в районе устья руч. Аганручей, вскрыты тектонические брекчии с серпентинитовым цементом по перидотитам, зоны амфиболитизации и оталькования с вкрапленностью пирита, пирротина и халькопирита, жилы серпентин-тальк-тремолитового состава с альбитом и зоны серпентин-карбонатных и карбонатных прожилков. Мощность рудных интервалов варьирует от 1 до 6 м, содержание золота – 1,29–9,68 г/т, в среднем – 3,9 г/т. Прогнозные ресурсы категории P₂ по скв. 170

составляют 5,5 т. Прогнозные ресурсы по всему рудопроявлению, вскрытому скважинами, категории P_1 – 1,38 т, категории P_2 – 16,5 т.

Золоторудная лиственитовая рудная формация. Наиболее типичным и хорошо изученным примером этой формации является *рудопроявление Золотопорожское* (II-1-19), расположенное в 42 км юго-восточнее пос. Валдай, в Каменноозерской структуре Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса. Оно детально изучалось многими исследователями [97, 104, 106, 254], отмечавшими интенсивные метасоматические процессы. Вмещающие лопийские породы представлены альбит-хлоритовыми сланцами, кварцитами, углеродистыми сланцами и метаконатитами золотопорожской серии среднего лопия. Породы прорваны ультрабазитами и габброидами, смяты в S-образную складку, осложненную северо-западными и субширотными тектоническими нарушениями. Пиритовые руды, образующие пластовую залежь с содержанием сульфидов 60 %, мощностью от 5 до 40 м, метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации, смяты, участками раздроблены. В зонах карбонатного метасоматоза происходит их разубоживание, с зонами окварцевания по первичным колчеданам сопряжены переотложенные пирротиновые и миллерит-пиритовые руды.

Для наложенных северо-западных и субширотных зон деформаций характерны низкотемпературные метасоматиты березит-лиственитовой ассоциации. Мощность метасоматических тел достигает 70–100 м. По субстрату ультраосновного состава в значительных количествах формировались антигоритовые серпентиниты и сопряженные с ними тальк-карбонатные листвениты с пирротин-пентландитовыми и миллерит-пиритовыми рудами. По породам среднего–кислого состава образуются порфиробластические хлоритоид-кварцевые и почти мономинеральные мусковитовые метасоматиты. Для метасоматитов характерны плейчатые, полосчатые, порфиробластические текстуры, приуроченность к замковым частям складок и другие признаки, свидетельствующие о тектонически активных условиях минералообразования.

С наложенными зонами северо-западных и субширотных зон деформаций связано образование поздних генераций пирита, арсенопирита, бертьерита, в зоне совмещения с никелевыми рудами – герсдорфита и ульманита. Содержание золота повышается как в пиритах, так и в рудах до 1 г/т. Л. В. Кулешевич определила возраст метасоматитов K-Ag методом по фукситу из лиственитов – 1,8 млрд лет [105].

Рудопроявление Воронье (II-2-1) [246] расположено в несколько иной структурной обстановке юго-западнее рудного поля и связано с лиственитами по серпентинитам габбро-гипербазитового массива. Здесь в скв. 152 в инт. 23,0–25,0 м по данным спектрзолотометрического анализа сколковой пробы установлены содержания золота 0,2–0,3 г/т.

Рудопроявление Пезозерское (II-3-6) [246] находится на юго-западе участка и приурочено к лиственитам зоны контактов гипербазитов и габброидов. Скв. 156 в интервале глубин 7,0–13,0 м вскрыты тальк-хлорит-карбонатные метасоматиты с содержанием золота до 0,7 г/т, при среднем – 0,13 г/т.

Рудопроявление Кенозерское (III-3-42) [246], расположенное в районе восточного берега оз. Кенозеро, представлено двумя линзовидными рудными телами лиственитов по метаморфизованным базальтам и серпентинитам. Содержания золота варьируют от 0,2 до 0,8 г/т, максимальное – 1,6 г/т.

Золото-кварцевая малосульфидная рудная формация. Проявления и пункты минерализации золото-кварцевой малосульфидной формации представлены жильными телами и минерализованными зонами дробления в метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах и интрузиях основного и ультраосновного состава раннедокембрийского возраста. Для них характерны кварцевые и карбонатно-кварцевые прожилки в зонах эпидотизации, окварцевания, серицитизации и альбитизации, иногда с убогой пиритовой вкрапленностью, мощностью от 0,8–2 до 20 м.

Рудопроявление Старцево (Костеничное) (II-3-2) [51] приурочено к людиновийским образованиям свиты Ветреного пояса. Золоторудная минерализация вскрыта скв. 184. Под четвертичными отложениями мощностью 22,3 м вскрыты сланцы эпидот-хлорит-амфиболового состава с участками кварц-эпидот-кальцит-амфиболитовой породы. Аномальное содержание золота 4,352 г/т было отмечено в пунктирно-бороздовой пробе, взятой из участка кварц-карбонатных жил с редкими реликтами вмещающего сланца. В пробе также присутствуют серебро в количестве 1,041 г/т. Разрез скв. 184 довольно однородный. Породы интенсивно пронизаны кварц-карбонатными, кварцевыми жилами, по-видимому, можно предполагать присутствие золота также в других интервалах с обилием кварц-карбонатных и кварцевых жил.

Рудопроявление Нижне-Волошовское (III-3-30) приурочено к разрывному нарушению северо-северо-восточного направления. По результатам работ проявление прослежено до глубины 62 м и представлено серией сближенных пластинообразных тел альбит-серицит-карбонат-кварц-хлоритовых метасоматитов истинной мощностью от 1–2 до 10–27 м, при общей мощности рудовмещающей зоны около 100 м. Содержание сульфидов обычно не превышает 1–2 % и только в отдельных случаях на ограниченных участках достигает 5–10 %.

Золоторудные тела образуют серию сближенных жил мощностью от 10–20 см до 4–6 м, ориентированных согласно с вмещающими метасоматитами. Установленные по данным атомно-абсорбционного анализа керновых проб содержания золота в выявленных телах варьируют от 1 до 4 г/т. Максимальная концентрация золота выявлена в центральной части зоны, где содержание золота на скважинный интервал мощностью 2 м составляет 4,0 г/т (скв. 351бис, инт. 60,–62 м). В этой же скважине на стволовую мощность 9,5 м содержание золота составило 1,17 г/т.

Для определения форм нахождения золота и предварительных технологических испытаний в ЦНИГРИ были проанализированы три штучные пробы с содержанием золота 0,44–0,58 г/т. Результаты технологических испытаний сводятся к следующему.

1. Значительная часть золота в пробах представлена относительно крупными частицами (крупнее 0,07–0,1 мм), способными концентрироваться при гравитационном обогащении.

2. Руды просты по составу (золото-кварцевый минеральный тип) и легко обогатимы. Золото из руд извлекается по обычным технологиям: цианированием можно извлечь около 88 % золота, гравитационное обогащение позволяет перевести в концентрат до 70 % золота; показатели гравитационного обогащения еще выше при многостадийной схеме переработки.

3. Пробы не содержат или содержат в незначительных концентрациях вредные примеси (ртуть, мышьяк, сурьму, органический углерод), осложняющие технологию переработки руд или экологическую обстановку.

Рудопроявление Вешкозерское (Ш-3-26) расположено в поле развития зеленокаменных пород по кислым и средним вулканитам и приурочено к тектонической зоне северо-восточного простирания. Предполагаемая протяженность золоторудной зоны порядка 1,7 км. Здесь, скв. 322 в интервале глубин 42–80 м вскрыты серицит-кварц-карбонат-хлоритовые, кварц-хлоритовые, серицит-кварц-карбонатные метасоматиты с широким развитием кварц-карбонатных, карбонатных и кварцевых жил различной мощностью. Типоморфным акцессорным минералом метасоматитов является турмалин. Аномальные концентрации золота (2,0 г/т) установлены в интервале глубин 55,0–58,0 м, и связаны с турмалин-карбонат-кварцевыми метасоматитами с небольшим количеством серицита и сульфидов.

Пункты минерализации Порса, скв. 181 (П-3-5), Первое Устье, скв. 152 (П-3-9), пр. 15803 (П-3-11), Летний Конец, скв. 169 (П-3-17), Скв. 2 (П-3-21) приурочены к мелким интрузиям серпентинизированных перидотитов, габбро-амфиболитов, дайкам долеритов базит-гипребазитового комплекса Ветреного пояса. Мощность минерализованных интервалов – от первых метров до 16 м. Содержание золота – от 0,1 до 0,3 г/т. Максимальное содержание золота по результатам атомно-абсорбционного анализа, сколковой литохимической пробы в скв. 2 достигает 1,46 г/т [51].

Пункты минерализации Надвиговое (Ш-3-11), Северное (Ш-3-17), Высота 122,7 (Ш-3-19), Юго-Западное (Ш-3-33), Высота 176,8 (Ш-3-34), Горня (Ш-3-37), Игнатозёрское (Ш-3-38), Шапозеро (Ш-3-41) связаны с зонами метасоматических изменений и прожилкования по метаморфизованным осадочно-вулканогенным образованиям нюхчозерской, починской и кенозерской толщ. Содержание золота – 0,2–0,7 г/т [53].

Рудная формация золотоносных конгломератов. В пределах площади листа известно два рудопроявления золота формации золотоносных конгломератов, приуроченных к основанию редкинского горизонта венда: Русловое (П-3-1) и Колозерское (П-3-4).

Рудопроявление Русловое (П-3-1) приурочено к базальным конгломератам редкинского горизонта западного борта Кожозерского грабена, структурно приуроченного к серии северо-восточных разломов, секущих крупный межблоковый Северный разлом. Депрессия выполнена толщей песчаников, гравелито-песчаников, гравелитов и конгломератов средней и низкой степени цементации, общей мощностью 20,4 м. Проявление было установлено при бурении скв. 156 в слаболитифицированных базальных гравелитах редкинського горизонта в инт. 94–102 м. По данным спектрозолотометрического анализа, содержание золота составляет 2,2 г/т [51].

Рудопроявление Колозерское (П-3-4) расположено в 10 км к юго-западу от проявления Русловое [51]. Аномальные содержания золота характерны для всех опробованных вендских красноцветных образований. Прослеживается нечеткая закономерность, в соответствии с которой более высокие содержания золота отмечаются в более грубообломочных породах.

С формацией золотоносных конгломератов связаны пункты минерализации с низкими содержаниями золота (0,007–0,03 г/т). Они приурочены к темно-серым и красновато-коричневым валунно-галечным конгломератам в базальном горизонте усть-пинежской свиты верхнего венда (руч. Березовый (II-4-8) с содержанием золота 0,002 г/т) и сомбинской свиты нижнего карбона Скважина 44 (II-4-14), Обнажение р. Сомба (II-4-15), Скважина 47 (II-4-16), Скважина 50 (II-4-17) с содержаниями 0,01–0,03 г/т [52].

Полигенные рудопроявления формации погребенных золотоносных россыпей, сопровождающихся коренной благороднометалльной минерализацией. С формацией погребенных золотоносных россыпей связаны рудопроявления Шапочка (I-1-2) [202], Прибортовое (I-1-3), Хребтовое (I-1-5), Горелое (I-1-6), Речное (I-1-7), выявленные в результате поисково-оценочных работ, проведенных ЗАО «Онега-золото» в 2007–2010 гг. [246].

Палеороссыпное проявление Шапочка расположено в северной части структуры Ветреный Пояс. Здесь базальные отложения венда были вскрыты несколькими буровыми профилями (11 скважин). Это позволило изучить характер фациальной зональности и проследить особенности распределения золота в вертикальном и латеральном разрезах конгломератовой толщи. Установлена фациальная изменчивость пород венда, обусловленная постепенным переходом от потоковых к прибрежно-морским фациям. Латеральная зональность контролирует распределение золота, поскольку оно связано с сероцветными отложениями прибрежно-морских фаций, в которых формировались золотоносные палеороссыпи.

Золото распределено в породах крайне неравномерно. Основная его концентрация связывается с горизонтом конгломератов, залегающем на долеридах и туфах свиты Ветреный пояс. В их базальной (плотиковой) части отмечаются наиболее высокие его содержания (до 350 г/т), которые связаны с цементом, максимально обогащенным тонким, хорошо сортированным железистым (магнетитовым и гематитовым) веществом. В субмеридиональном латеральном профиле, начинающемся на северном склоне кряжа, в отложениях потоковых фаций содержание золота не превышает 0,1 г/т, однако в этих отложениях установлены повышенные значения платины и, особенно, палладия. К северу по этому профилю отмечается постепенный рост содержания золота, которое резко возрастает в этом же горизонте уже в прибрежных (пляжевых) фациях. Золотоносные конгломераты залегают на золотосодержащих метасоматитах, развитых по подстилающим расланцованным вулканитам. Прогнозные ресурсы категории P_2 для россыпного золота оцениваются в 8 т [202].

Коренное золото на проявлении Шапочка приурочено к субширотным зонам милонитизации и окварцевания, которые обогащены медью, золотом, серебром и свинцом, которые вскрыты и прослежены буровыми скважинами в поле развития вулканитов свиты Ветреного пояса зоны Северного глубинного разлома [28]. Особое место занимают золотоносные метасоматиты, которые только на одном участке образуют выдержанную рудоносную зону северо-западного простириания длиной 1 км, шириной до 600 м и глубиной более 100 м. Среди них по составу выделяются два главных типа: кварц-карбонатные (кварц-кальцитовые) и гематит-карбонат-эпидотовые метасома-

титы. Изучение золотоносности метасоматитов, залегающих под вендским чехлом, показало, что они перспективны на выявление самостоятельных золоторудных объектов, поскольку пользуются значительным площадным развитием и содержат в целом сравнительно выдержанное распределенное золото. В отдельных штучных пробах здесь установлены ураганно-высокие концентрации металла, достигающие 251 г/т. Наиболее высокие его значения типичны для центральной (осевой) части зоны развития метасоматитов, протягивающейся в северо-западном направлении. Данные минералогического анализа тяжелой фракции метасоматитов показали, что в метасоматитах преобладает тонкое высокопробное золото. По данным А. М. Ахмедова и С. С. Шевченко [202], прогнозные ресурсы коренного золота категории P_2 золоторудного проявления Шапочка оцениваются в 28 т.

Рудопроявление Прибортовое расположено в междуречье Ухты и руч. Безымянный, правого притока р. Кушерека, в 23 км юго-западнее от ж.-д. ст. Малошуйка, в 70 км к юго-западу от г. Онега [246]. Оно примыкает к юго-западной границе рудопроявления Шапочка. В пределах участка площадью 2,88 км² пробурено 38 скважин глубиной от 15 до 172,3 м, отобраны 333 керновые пробы. Погребенная россыпь локализована в основании отложений венда. Контакты с коренными архейскими и нижнепротерозойскими породами всегда резкие, линейные и субгоризонтальные.

Рудное тело перекрыто глинами и валунно-галечно-песчаным материалом четвертичного возраста. Подстилающими породами являются амфиболиты. Вблизи точек с повышенным содержанием золота и платиноидов отмечаются довендские зоны карбонат-серицит-хлоритовых метасоматитов с пиритом, халькопиритом, пентландитом, реже – магнетитом.

Рудное тело пластообразной формы залегает горизонтально, имеет северо-западное простирание, длину – 2800 м, ширину – от 600 до 1200 м, мощность 0,5–3,8 м. Золото связано с грубообломочными породами в основании верхнего венда, которые представлены песчаниками красновато-бурыми, мелко-грубозернистыми до гравелитистых с глинисто-железистым цементом. Содержания (г/т): золота – от 0,14 до 3,75; платины – 0,001–1,52; палладия – до 0,09. Для погребенных россыпей прогнозные ресурсы золота по категории P_1 составляют 11 т, по категории P_2 – 3 т, платины по категории P_1 – 3 т, по категории P_2 – 1 т.

Коренное золото – 0,26 г/т и платина – 0,45 г/т на этом проявлении установлены в нижней части зоны выщелачивания и дезинтеграции метасоматитов по милонитизированным гранитоидам (гранитогнейсам) беломорского комплекса. Рудные метасоматиты – березиты представляют собой порфиробластовую породу кварц-альбит-хлоритового состава с заметным (до 7–10 %) содержанием слабо лейкоксенизированного титанистого рудного, вероятнее всего, рутила. Чешуйчато-пластинчатый и криптозернистый хлорит составляет порядка 50 % породы. Кварц и альбит (до 40 % породы) образуют гнездовидные скопления и неправильной формы полосы. Гипергенная минерализация проявлена в виде тонкой пыли оксидов и гидрооксидов железа.

В скважинах 17, 23, 114 и 368 повышенные содержания металлов (золота – до 0,18 г/т, и платины – до 0,08 г/т) на стволовую мощность 0,4–0,6 м, выявлены в плотике продуктивной нижнередкинской толщи венда, который пред-

ставлен сильно выветрелыми зелёными карбонат-эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами с гематит-карбонат-кварцевыми прожилками, развивающимися по милонитизированным метавулканитам свиты Ветреного пояса.

Рудопроявление Хребтовое (I-1-5) выявлено ЗАО «Онегазолото» в 2008 г. при продолжении поисковых работ в юго-восточном направлении от рудопроявления Прибортовое между ручьями Безымянный и Хребтовый – правыми притоками р. Кушерека.

На рудопроявлении пройдена 21 скважина глубиной до 216 м. Продуктивная нижнередкинская конгломератовая толща на глубине вскрыта 15 скважинами. Ее выходы на дневную поверхность нигде не отмечены, в коренных обнажениях в бортах долины руч. Хребтовый и его притоков фиксируются массивные и рассланцованные коматиитовые базальты и пикробазальты свиты Ветреного пояса.

Своеобразие геологического строения рудопроявления Хребтовое обусловлено приуроченностью к узлу пересечения крупных разрывных нарушений северо-западного (отдельных швов в зоне Северного разлома) и северо-восточного простираний (с малоамплитудными смещениями сдвигового характера), которые на протяжении всей истории развития участка контролировали тектоно-метасоматические и эрозионно-денудационные процессы и осадконакопление. Под влиянием этих процессов непосредственно в узле пересечения на юго-восточном фланге проявления на современном уровне среза сформировалось своеобразное структурно-эрозионное окно, в котором под четвертичными отложениями наблюдаются достаточно значительные по площади выходы продуктивной толщи при ее аномально высокой мощности – до 63,5 м (скв. 140). В разрезах скважин 131, 368 и 148 она представлена полным профилем со стандартной мощностью от 12 до 18 м.

На рассматриваемом участке ширина полосы развития пластообразной продуктивной толщи, вытянутой вдоль склона кряжа на 4 км, достигает 2,0–2,5 км. На всем протяжении сохраняется моноклиальное залегание со слабым склонением на северо-восток, осложняемое мелкими палеовыступами. Мощность перекрывающих четвертичных, котлинских и верхнередкинских образований – от 3–6 (на склоне кряжа) до 48,3 м. Максимальная глубина залегания подошвы толщи – 85,4 м (скв. 140). Мощность толщи колеблется от 12,2 (скв. 148) до 63,5 м, средняя – 32,3 м.

Наличие комплексного золото-платинового оруденения установлено по данным пробирного анализа 212 частных и групповых проб из четырех скважин. Вскрытые три линзовидных рудных тела, выделенные по содержанию условного металла более 0,1 г/т, залегают в кровле толщи, на контакте пачек и в основании толщи между горизонтами с отметками +110 и +50 м. Мощность рудных тел колеблется от 0,5 до 17,7 м, содержание в них золота по отдельным пробам достигает 0,48 г/т, платины – 0,59 г/т, палладия – 0,57 г/т.

Маломощное (0,5 м) рудное тело, залегающее в кровле сильно эродированной верхней пачки, сложено серыми разнотернистыми песчаниками с тонкими слоями пестроцветных аргиллитов. В составе руды преобладает платина (0,59 г/т), содержание золота – 0,19 г/т, палладия – 0,04 г/т, общее содержание металлов (или условного металла) – 0,82 г/т. Размеры тела в плане не превышают 300 × 400 м.

Мощное (17,7 м) верхнее тело, установленное в кровле нижней пачки (ниже слоя валунов, развитого по контакту пачек), сложено исключительно темно-коричневыми конгломерато-брекчиями без видимых следов сортировки обломочного материала. Содержание условного металла по отдельным групповым пробам при примерно равном соотношении золота и платины колеблется от 0,11 до 0,29 г/т; максимальные отмечаются в пробе, отобранной на контакте с верхней пачкой. Размеры тела в плане не превышают 300 × 400 м.

В отличие от двух предыдущих, рудное тело, залегающее в основании нижней пачки, характеризуется более крупными размерами в плане и вскрыто не одной, а тремя скважинами (41, 41а и 139). Его размеры по падению достигают 800 м, а по простиранию ожидаются до 1500 м. Рудное тело сложено темно-коричневыми конгломератами и конгломерато-брекчиями, в которых иногда отмечается нечеткая слоистость и слабая сортировка обломочного материала. Мощность тела колеблется от 1 до 2 м, содержание условного металла – от 0,11 до 0,95 м при смене по падению в составе руд: золота (до 0,48 г/т), затем – платины (до 0,39 г/т) и палладия (до 0,57 г/т). Рудное тело подстилается в различной степени выветрелыми измененными вулканитами свиты Ветреного пояса. Глинисто-щебенистые образования зрелой коры выветривания (латериты) сохранились от эрозии лишь частично и были вскрыты на участке только одной скв. 41. В групповой пробе (№ 41/3637 с длиной секции 2 м) латеритов, отобранной на контакте с рудным телом конгломерато-брекчий установлены повышенные содержания золота (0,29 г/т) и платины (0,75 г/т), а общее содержание благородных металлов составило 1,08 г/т. Рудоносные конгломерато-брекчии образуются за счет переотложения латеритов, что позволяет рассматривать их в составе одной рудной залежи.

Перспективы рассматриваемого объекта связаны с открытием в его пределах новых более богатых рудных тел комплексного состава: на северо-западном фланге – с преобладанием золота, на юго-восточном – платины и палладия. На рудопроявлении Хребтовое оценены прогнозные ресурсы россыпной платины категории $P_2 - 2 \text{ т}$ [246].

Коренное золото на рудопроявлении Хребтовое выявлено в скв. 41. Аномальные концентрации золота (0,29 г/т) и, особенно, платины (0,75 г/т) на стволую мощность 2,0 м установлены в верхней части разреза желтовато-землисто-зелёных латеритов по кварц-цоизит-эпидот-хлоритовым сланцам. В скважинах 368 и 371 повышенные содержания золота (до 0,15 г/т) зафиксированы в хлорит-цоизит-плагиоклаз-кварц-эпидот-актинолитовых сланцах (инт. 61,0–61,9 м) по милонитизированному и брекчиевидным метабазальтам свиты Ветреного пояса.

ЗАО «Онегазолото» в 2009 г. выявило новое палеороссыпное проявление на участке Горелый (I-1-6) в верховьях р. Порня. Геологическое строение участка во многом сходно с рудопроявлением Прибортовое. Продуктивная нижнередкинская конгломератовая толща на глубине вскрыта девятью скважинами. Мощность перекрывающих отложений колеблется от 4–6 (на склоне кряжа) до 78 м. Максимальная глубина залегания ее подошвы – 85,7 м. Мощность толщи изменяется от 3,8 до 27,7 м (средняя – 12,5 м).

Отмечаются повышенные содержания платины (до 0,88 г/т) в конгломератовой толще при практически полном отсутствии золота. Мощность трех

вскрытых рудных тел колеблется от 0,4 до 1,7 м, содержание условного металла по частным пробам изменяется от 0,11 до 1,15 г/т, в том числе платины от 0,08 до 0,88 г/т, и палладия – от 0,02 до 0,26 г/т.

Все рудные тела сложены темно-коричневыми конгломератами, реже конгломерато-брекчиями нижней пачки. Наиболее мощное (1,7 м) тело залегает в основании пачки (инт. 39,0-40,7 м) непосредственно на рудоносных латеритах коры выветривания сильно рассланцованных и метасоматически измененных вулканитов свиты Ветреного пояса (с содержанием платины 0,11 г/т). Ожидаемые (экстраполируемые) размеры этого тела по падению – до 450 м, по простиранию – до 1600 м. На рудопроявлении Горелькой оценены прогнозные ресурсы россыпной платины категории P_2 – 1 т [246].

Коренная благороднометалльная минерализация вскрыта в скв. 404 в плиточной части продуктивной толщи венда, сложенной желто-серым дресвяно-глинистым латеритом по сланцу. Установлено повышенное содержание платины – 0,11 г/т.

Рудопроявление Речное (I-1-7) расположено в 23 км к юго-западу от ж.-д. ст. Малошуйка [246]. Погребенная россыпь в основании отложений венда представлена тремя пластообразными телами северо-западного простирания. Средняя мощность тел – 1,6 м (максимальная – до 3,6 м), протяженность – 2600 м, ширина – 2600 м, глубина залегания кровли – 3,5–70 м. На рудопроявлении пробурено 38 скважин глубиной 15–105 м. Кровля представлена глинами и валунно-гравийно-песчаными отложениями четвертичного возраста. Вмещающими являются аргиллиты, гравелито-песчанки и конгломераты редкинского горизонта венда. Подстилают россыпь биотитовые амфиболиты архейского возраста. Рудные содержания золота (0,1–7,09 г/т), платины (0,01–2,11 г/т) и палладия (0,02 г/т) связаны с грубообломочными до гравелитистых песчаниками красно-бурого цвета с железисто-глинистым цементом. В результате поисково-оценочных работ для погребенных россыпей определены запасы по категории C_2 : золота 2,4 т, платины 0,2 т, прогнозные ресурсы категории P_1 : золота 11 т, платины 5 т, категории P_2 : золота 11 т, платины 6 т.

На рудопроявлении Речное повышенные концентрации благородных металлов отмечены как в плиточной (апикальной) части разреза коренных пород (латеритах и в различной степени выветрелых образованиях), так и на более глубоких горизонтах (в сланцах, предположительно, виленгской свиты и в кварцевых жилах). В первом случае, по данным опробования скважин 32, 35 и 52 содержание золота колеблется от 0,10 до 21 г/т, платины в тех же пробах – от 0,02 до 1,05 г/т, при этом максимальные их концентрации, как и на рудопроявлениях Прибортовое и Хребтовое, связаны с продуктами зрелой коры выветривания. Во втором случае содержание золота варьирует в пределах 0,14–0,21 г/т, платины – не превышает 0,02 г/т (скважины 52, 70 и 79), а повышенное содержание палладия 0,17 г/т отмечено только в одной скв. 49.

На всех проявлениях отмечаются довендские зоны метасоматитов карбонат-серицит-хлоритовых, кварц-хлорит-гидрослюдистых, хлорит-цоизитовых с вкрапленностью пирита, халькопирита, пирротина, пентландита, реже – магнетита с содержанием золота до 0,02 г/т.

Шлиховые ореолы с повышенным содержанием золота более 5 мг/м³ распространены в бассейне р. Онега с притоками: р. Сомба (II-4-19, 22, 26, 27, 29) [52]; р. Шелекса, р. Нижняя Телза (II-4-1, 2, 3, 4), р. Верхняя Телза (II-4-5, 10, 11, 13), р. Емца (II-4-21), в районе р. Токша с притоками (III-3-1, 2, 6, 7, 16) [53], в районе р. Воя (II-4-6, 7) [52], а также в районе г. Вытегра и на юго-восточном побережье Онежского озера (в аллювии рек Андома, Самина, Кема, Индоманка и Лема (Никулино (V-1-2), Марино (V-1-4), Андома (V-1-5), Борисово (V-2-1), Потуловская (V-6-3) и др.) [253].

В качестве перспективного в пределах этой площади оконтуривается Вытегорский участок. Пространственно он приурочен к Кильозерскому валу – структуре, оказавшей существенное влияние на формирование золотоносных коллекторов в позднедевонскую и раннекарбоновую эпохи. В пределах участка широко распространены озерно-ледниковые отложения, с которыми нередко ассоциируют месторождения ПГМ. Пространственно площади развития озерно-ледниковых отложений отвечают шлиховые ореолы золота в сочетании с контрастными региональными геохимическими аномалиями элементов-спутников золота (мышьяк).

Платина и элементы платиновой группы. Платиноидная минерализация играет значительную роль в металлогении листа Р-37, однако большая ее часть является сопутствующей в месторождениях хромовых и медно-никелевых руд, описанных в соответствующих разделах. Самостоятельных платинometалльных рудопроявлений выделяется всего три – Аганозерский (III-1-3), Скви. 68 (III-1-7), Скви. 333–334 (III-1-16). Они сосредоточены в Бураковско-Аганозерском расслоенном плутоне перидотитов-габброноритов. Первые два относятся к магматическому генетическому типу и хромит-платиновой рудной формации, в скв. 68 преобладают эпигенетические руды, связанные с зонами метасоматоза по ультраосновным породам массива.

На рудопроявлении Аганозерский (III-1-3) выделено шесть зон сингенетической платиноидной минерализации – три из них связаны с зонами малосульфидной минерализации, две бессульфидные приурочены к горизонтам такситовых пород на участках контрастной ритмичности и одна – к горизонтам хромитовых руд [29, 214]. Платинometалльное оруденение отмечено в зонах малосульфидной минерализации (1–3 % халькопирита, пентландита, пирротина) на двух уровнях: в клинопироксенитах и на одном в габброноритах. Содержание платиноидов – 1–6 г/т, палладий преобладает над платиной. Этот тип оруденения представлен линзообразными залежами мощностью 1–3 м.

Горизонты бессульфидной платинometалльной минерализации отмечены среди габброноритов на участках чередования пород, сложенных оливином, клино- и ортопироксеном с плагиоклазом или без него. Содержание платиноидов – 2–5 г/т. В хромитовых рудах платинometалльное оруденение распределено неравномерно: от 0,1–0,3 г/т до 1,5–3,0 г/т, отмечается повышенное содержание редких платиноидов. Установлены следующие минеральные фазы металлов платиновой группы: меренскит, сперрилит, сплавы серебра с платиноидами. Общие прогнозные ресурсы ЭПГ платинometалльного горизонта в нижней части пироксенитовой зоны по категориям Р₁ оцениваются в 10,57 т, Р₂ – 4,17 т [214].

Эпигенетический тип Pt-Pd минерализации характерен для рудопроявления скв. 68 (Ш-1-7), расположенного у истока руч. Аганручей [214]. Скважина вскрывает узел пересечения разломов субширотного и субмеридионального простираний, где в зонах метасоматической переработки брекчированных пород интрузии обнаруживаются максимальные концентрации платиноидов, преимущественно палладиевой специализации – до 10 г/т. Метасоматиты по перидотитам представлены серпентин-карбонатными, тремолитовыми, тальковыми, тремолит- и тальк-карбонатными лиственитами, по пироксенитам и габброноритам в большей степени проявлены амфибол-хлоритовые, биотитовые, эпидотовые пропилиты. Сульфидная минерализация представлена пиритом и пирротинном.

Рудопроявление скв. 333–334 (Ш-1-16) расположено в 33 км северо-западнее г. Пудож [214]. Скв. 333 находится к юго-востоку от южной оконечности оз. Дальнее Куккозеро. Скв. 334 расположена в 3 км к северо-западу от северной оконечности оз. Люгозеро. Платинометаллическая минерализация генетически и пространственно связана с ультрамафитами Бураковско-Аганозерского расслоенного массива. Минерализация двух генетических типов: малосульфидная сингенетическая и платино-сульфидная эпигенетическая приурочена к габброноритовой зоне. Зона сложена переслаивающимися вебстеритами, ортопироксенитами, перидотитами и габброноритами, среди которых выделяются два горизонта дунит-гарцбургитов. На кровле нижнего залегает слой ортопироксенитов, содержащих малосульфидную платинометаллическую минерализацию. Выше и ниже по разрезу в габброноритах и пироксенитах, претерпевших тектоническую и гидротермальную переработку, локализовано эпигенетическое оруденение.

Главные рудные минералы (котульскит, мончеит и сперрилит) встречаются в тесном сростании на контакте кубанита с амфиболом. Меренскит образует мономинеральные выделения 5–25 мкм в халькопирите и на контакте пирротина и пентландита с амфиболом.

В пироксенитах отмечаются промышленные концентрации платиноидов (Pt – 1,17 г/т, Pd – 4,1 г/т), в габброноритах содержание платины составляет 0,4–0,5 г/т, палладия – 1,1–1,2 г/т. Распределение платиноидов в рудных залежах крайне неравномерное. Отношение Pt : Pd = 1 : 4,4 и 1 : 4 для сингенетического и эпигенетического типов соответственно. Характерна корреляция содержаний платиноидов с никелем, медью, свинцом, цинком. Попутным компонентом является золото (0,17 г/т в сингенетическом типе и 0,31 г/т в эпигенетическом). Прогнозные ресурсы категории P₁ составляют для сингенетических руд 12,36 т, для эпигенетических – 1,96 т, что в сумме составляет 14,32 т [214].

Уран. На территории листа известно 11 пунктов минерализации урана, приуроченных к различным стратиграфическим уровням [56, 219].

Пункт минерализации скв. 15 (I-5-11), расположенный в Плесецком районе, в 18 км от ж.-д. ст. Летнеозерская, на р. Кобылья [219], выявлен в 1963 г. Кямской партией Архангельской экспедиции СЗТГУ при массовых поисках. Урановая минерализация приурочена к отложениям среднего и верхнего карбона, сложенным известняками и доломитами с глинами. Повышенная

радиоактивность в керне скв. 15 отмечена в инт. 68–68,6 м (20 мкР/час) в желваках кремня в известняках, в инт. 73–73,1 м (120 мкР/час) в окремне-лом доломите и на глубине 161 м (410–450 мкР/час) в известковистых конгломератах. Минералогическими исследованиями образцов из интервалов 73–73,1 и 161 м установлены урановая смолка и урановая чернь.

Пункт минерализации Куржекса (IV-1-6), расположенный на правом берегу р. Куржекса, в 2 км восточнее дер. Тикачево [219], выявлен в 1961 г. партией № 30 Северной экспедиции при аэрогамма-поисках масштаба 1 : 25 000.

По данным гамма-каротажа четырех скважин глубиной 50–60 м (на 20–30 м ниже подошвы болотных отложений), пройденных на уч. Куржекса, повышенная гамма-активность от 20 до 40 мкР/час приурочена к прослоям пестроцветных глин патровской свиты нижнего карбона. В скв. 5 гамма-активность достигает 100 мкР/час в прослое серой глины мощностью 0,1–0,2 м. Содержание урана в нем, по данным химического анализа, составляет 0,04 %.

Повышенная гамма-активность, зафиксированная также в четвертичных отложениях, приурочена к надпойменным террасам речных долин. Максимальная гамма-активность свыше 800 мкР/час (шпуровая съемка) установлена на глубине 0,2–0,3 м в торфяно-растительном слое и в подстилающих его темных илах, обогащенных гниющей органикой. Концентрация урана – 0,016 %, радия – $5,6 \times 10^{-10}$ г/г. Радиоактивное равновесие смещено в сторону недостатка урана. По данным спектрального анализа, в болотных отложениях установлены повышенные концентрации марганца – 10 %, кобальта – 0,1 %, меди – 0,02 %, ванадия – 0,02 %, бария – 3 %.

Пункт минерализации Водлинское (скв. 603) (IV-2-2), расположенный в Пудожском районе, на р. Водла, ниже с. Кубовское по ее течению [219], выявлен в 1956–1957 гг. ВНИГРИ при массовых поисках.

Повышенное содержание урана до 0,056 % по данным радиохимического анализа установлено в пробе, отобранной с глубины 21,0–21,1 м. Урановая минерализация приурочена к микротрещинам в глинах и представлена урановой чернью, которая наблюдается на плоскостях напластования в виде порошка или налета темно-серого или черного цвета, резко выделяющегося на общем красноватом фоне пород.

Пункт минерализации Няндомская структурная скважина (IV-5-2), расположенный в г. Няндомы [219], выявлен в 1953–1954 гг. ревизионным отрядом № 2 ЛГУ при массовых поисках. Повышенное содержание урана (до 0,025 %) установлено в образцах доломитизированных известняков надпорожской свиты верхнего карбона с включениями углистого вещества, отобранных из интервалов 80–90, 112,2–119,2 и 119,2–126,1 м.

Ряд пунктов минерализации приурочен к двум стратиграфическим уровням: к довендской и довизейской стратиграфической поверхностям несогласия.

Пункт минерализации Скв. 6, 7 (Житненское) (V-1-23). В пробуренных в 1979 г. двух сближенных скважинах 6 и 7 в районе дер. Житное выявлены по два коррелирующихся аномальных интервала с интенсивностью гамма-излучения 155–230 и 120–230 мкР/час соответственно. Первый расположен на глубинах 56,6–57,4 м и залегает в основании тульского горизонта нижнего

карбона, сложен серовато-синей мергелистой глиной с прослоями черного глинистого угля мощностью 10 см. Глина гидрослюдосто-монтмориллонитовая. Содержание урана в нем, по данным рентгеноспектрального анализа, варьирует от 0,01 до 0,12 %, в том числе 0,109 % на мощность 0,28 м. Второй интервал расположен на глубинах 49,4–53,7 м в верхней части тульского горизонта и представлен черной и серой алевритистой глиной. Черные разности глин сильно углефицированы, местами переходят в черный глинистый уголь. Содержание урана – 0,016–0,019 %. Урановая минерализация представлена урановой чернью, которая образует прожилковидные скопления мощностью до 1 см или тонкую пропитку среди глинистых минералов. С урановой чернью ассоциируют пирит, повеллит, ферромолибденит. Последние встречаются в виде тонких порошковатых примазок. По данным спектрального анализа, содержание молибдена достигает 0,1 %, отмечаются повышенные содержания ванадия, свинца и серебра.

В основании первой пачки патровской свиты раннекаменноугольного возраста в серовато-синей мергелистой глине с прослоями угля выявлено два аномальных интервала интенсивностью 230 и 155 мкР/час на глубинах 56,6–56,9 и 56,4–57,4 м. Отмечается линзовидный характер оруденения. Особенности данного пункта минерализации является связь его с поверхностью довизейского пенеплена, на котором формировалась система палеодолин, где и происходило на окислительно-восстановительных геохимических барьерах урановое рудоотложение. Минерализация в породе представлена урановой чернью, образующей прожилковидные скопления мощностью до 1 см. В скв. 6 содержание U – 1177 г/т, Th – 17 г/т; в скв. 7 – U – 189–290 г/т, Th – 12–15 г/т.

Пункт урановой минерализации Скв. 75 (V-1-34) также приурочен к нижней пачке патровской свиты. Здесь в инт. 134–134,8 м в темно-серых глинах при гамма-каротаже выявлена радиоактивная аномалия. Природа радиоактивности – урановая. Содержание U – 68 г/т, Th – 17 г/т.

Три пункта урановой минерализации: Скв. 1 (V-1-1), Скв. 8 (V-1-6), Скв. 12 (V-1-9) локализованы вблизи довендской поверхности структурно-стратиграфического несогласия. Радиоактивные аномалии связаны с базальными терригенными отложениями венда и имеют урановую природу. Они обнаружены соответственно на глубинах: 250 м, 355 м, 311 м. Содержания урана в них колеблются от 24 до 608 г/т.

Урановая минерализация в Коношской опорной скважине (V-5-1) [219] выявлена ВНИГРИ в 1956–1957 гг. В интервалах 624–630 м и 642–648 м вскрыты красноцветные песчанистые трещиноватые глины девонского(?) возраста с повышенной гамма-активностью до 60 экв. гамм. Во все стороны от многочисленных трещин заметен переход окраски глин от красноватой в серую и темно-серую. Местами темно-серые разности глин покрыты темными налетами урановой черни. В этих налетах установлено содержание урана свыше 1 %. Содержание урана в порошковой пробе породы, по данным радиохимического анализа, снижается до 0,011 % (инт. 624–630 м).

Пункт минерализации Скв. 661, расположенный в дер. Трифоново (VI-3-1) [219], выявлен в 1977 г. СЗТГУ при проведении массовых поисков [221], приурочен к углистым глинам тульского горизонта нижнего карбона, вскры-

тым на глубине 267,9–270,8 м. Максимальная гамма-активность – 53 мкР/час. Содержание урана, по данным рентгеноспектрального анализа, в инт. 270,1–270,5 м составляет 0,0134 %, тория – 0,0024 %, свинца – 0,0091 %. В тонкодисперсной массе глин отмечаются пирит, турмалин, углефицированные остатки растительности. Минералами-концентраторами урана являются урановая смолка, урановая чернь, уранофан, склодоаскит. В небольших количествах уран содержится в углефицированных и пиритизированных растительных остатках (0,01–0,05 %). Урановая смолка встречается в виде зерен размером 0,03–0,05 мм, редко 0,1 мм, имеющих неправильную форму, и в виде округлых стяжений. Она тесно ассоциирует с мелкозернистым пиритом, нередко окрашенным в черный цвет. Частично окисленная урановая смолка переходит в урановую чернь, которая характеризуется рыхлым землисто-агрегатным строением, серым цветом. Количество подвижного урана в пробе, определенного методом содового выщелачивания, составляет 60–70 %.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Пирит, пирротин (серный колчедан). Все серноколчеданные проявления находятся в сходной геологической обстановке – в архейских зеленокаменных поясах (Каменноозерская зеленокаменная структура). На карте полезных ископаемых показаны три проявления колчеданных руд метаморфотметасоматического генетического типа серноколчеданной рудной формации и один пункт минерализации.

Колчеданные руды в Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе ассоциируют с медно-никелевым и благороднометалльным оруденением. Пирит-пирротиновые руды принимают участие в строении Лексинского (II-1-21) и Сенегозерского проявлений (II-1-28) [57], а также проявления Емельяниха (III-3-32) и пунктом минерализации Нюхчозерское (III-3-25) [53]. В ряде из них наблюдаются реликты первичных дометаморфических колчеданов, однако большая часть руд метаморфизована, регенерирована в процессе метасоматоза и входит в состав зональных метасоматических тел. Руды представлены пиритовой и пирротиновой разновидностями, изредка совместно со сфалеритом, массивной или полосчатой текстуры. Иногда руды имеют брекчиевидную текстуру и коррозионные соотношения с силикатными минералами, что подчеркивает их наложенный характер.

Проявление Лексинское (II-1-21) расположено в 3,2 км к северо-востоку от южной оконечности оз. Черносельское. Приурочено к зоне интенсивной березитизации метапесчаников и метатуфопесчаников с маломощными прослоями кварцитов кирпичной свиты верхнего лопия. Скважинами прослежено два рудных тела линзовидной формы, согласных с северо-западным простираем пород. Длина тел составляет 1800 и 500 м, мощность – от 0,2 до 4,2 м. Колчеданные руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные, редко массивные. Минеральный состав – пирит, редко прожилки сфалерита и единичные зерна халькопирита. Содержание сульфидов от 15 до 90 %.

Проявление Сенегозерское (II-1-28) расположено в 3,7 км к западу от оз. Сенегозеро. Рудная минерализация приурочена к биотит-кварцевым, хлорит-амфиболовым, кварц-амфиболовым сланцам сенегозерской толщи среднего лопья. Рудовмещающими являются кварц-серицит-графитистые и кварц-гранат-цоизит-куммингтонитовые сланцы, возможно, метасоматического генезиса.

Проявление представляет собой серию тел, сложенных серноколчеданными рудами пиритового и магнетит-пиритового, а также пирротин-пиритового и пирит-пирротинового состава. Рудные тела контролируются тектоническими нарушениями и зонами дробления и расщепления. Рудные тела имеют линзообразную в плане форму, согласную с падением вмещающих пород (северо-восточное, угол 40–50°), длина тел – от 150 до 1000 м, мощность – от 0,5 до 50 м.

Руды вкрапленные, прожилково-вкрапленные и массивные. Содержание сульфидных рудных минералов – 15–90 %; среди них преобладают пирит и пирротин. Пирит мелкокристаллический, шариковый и кубический, крупно-среднезернистый. Второстепенные минералы – магнетит, ильменит, халькопирит, сфалерит, арсенопирит. Содержания (%) $Fe_2O_3 + FeO$ – от 41,85 до 62,86 %, серы – от 32,33 до 38,64 %. В рудах обнаружено золото – 0,2 г/т. Прогнозные ресурсы серы по категории P_2 составляют 47,86 млн т при содержании 34,65 %.

Проявление Емельяниха (III-3-32) вскрыто скв. 82 [53], находящейся в 3 км северо-восточнее оз. Луполово. Расположено в зоне Волошовского глубинного разлома, вблизи юго-восточного контакта Южного массива Волошовской группы интрузий. Прожилково-вкрапленные руды приурочены к зонам графитизированных осадочных пород среди андезибазальтов и андезитов кенозерской толщи. Наиболее мощные оруденелые горизонты в интервалах 60,2–64,3, 179,2–180,9, 186–202,4 м. Породы брекчированы, милонитизированы, часто полосчатой текстуры. Рудная минерализация представлена пиритом и пирротинном. Содержание сульфидов составляет 2–25 %.

Пункт минерализации Нюхчозерское (III-3-25) [53] вскрыто скв. 8235к, находящейся в 1,2 км к западу от оз. Бол. Нюхчозеро. Приурочено к пачке метаморфизованных осадочных пород (песчаники, алевролиты) кенозерской толщи в зоне Волошовского глубинного разлома. Оруденение приурочено к зонам графит-хлорит-кремнистых пород. Характерны пloyчатые текстуры, брекчирование. Колчеданная минерализация в интервалах 106,5–109,3 м, 124,4–124,65 м, 128,8–129,2 м, 140,2–140,65 м, 201,4–201,75 м представлена пиритом, пирротинном. Содержание серы – от 27,1 до 31,96 %. Тип оруденения – прожилковый и вкрапленно-прожилковый.

Известняк (флюс, химическое сырье). На территории листа известно три крупных месторождения флюсовых известняков – Савинское (II-5-4), Белоручейское (уч. Белоручейский (V-1-19) и Ковжинский (V-2-5) и одно малое месторождение Швакинское, участок Западный (I-5-6), а также одно малое месторождение химического сырья Швакинское, участки Восточный и Левобережный (I-5-8). Промышленное значение имеет только Белоручейское месторождение [56]. Остальные месторождения, ввиду удаленности от

промышленных центров, промышленного значения в качестве флюсового сырья не имеют.

Белоручейское месторождение, разрабатываемое для нужд Череповецкого металлургического комбината, находится в Вологодской области, в 3,5 км к северо-востоку от дер. Белый Ручей (уч. Белоручейский) (V-1-19) и в 4 км к северу от пристани Анненский мост (уч. Ковжинский) (V-2-5). Продуктивная толща приурочена к отложениям подольского и мячковского горизонтов среднего карбона [56].

Белоручейский участок разведан в 1969–1970 гг. Мощность известняков изменяется от 3,1 до 34,4 м, средняя – 9,2 м. Средняя мощность вскрышных пород – 3,83 м. Средний химический состав известняков (%): SiO_2 – 0,73–1,97, CaO – 48,29–55,29, MgO – 0,32–6,32, P_2O_5 – 0,14–0,56. Государственным балансом учитываются запасы по категориям C_1 – 138,8 млн т, C_2 – 118,3 млн т [77].

Ковжинский участок разведан в 1964–1970 гг. Продуктивная толща имеет мощность 24–45,6 м, в среднем – 37,5 м. Нижняя ее часть сложена двумя пачками органогенно-обломочных светло-серых доломитизированных известняков, выше залегает пачка мелоподобных известняков. К вскрыше отнесены доломитизированные, глинистые и окремненные известняки, а также четвертичные валунные суглинки, озерно-ледниковые пески и глины. Мощность вскрыши составляет 2,4–24,2 м, в среднем 11,9 м. Известняки характеризуются следующими физическими свойствами: пористость – 8,9–33,1 %, водопоглощение – 0,7–17,7 %, объемный вес – 1,8–2,73 г/см³, сопротивление сжатию в сухом состоянии 1390 кг/см². Химический состав известняков: SiO_2 – 0,12–1,68 %, Al_2O_3 – 0,28 %, Fe_2O_3 – 0,02–0,33 %, CaO – 35,6–56,0 %, MgO – 0,1–16,93 %, SO_3 – 0,11 %, P_2O_5 – 0,007 %. Запасы известняка по Ковжинскому участку составляют по категориям $\text{A} + \text{B} + \text{C}_1$ 367,2 млн т, по категории C_2 – 747,4 млн т. Суммарные запасы по Белоручейскому месторождению составляют по категориям $\text{A} + \text{B} + \text{C}_1$ 506,1 млн т, по категории C_2 – 865,8 млн т [77]. Возможен прирост запасов за счет доразведки северной части месторождения.

Слой высококачественных конверторных доломитов мощностью 3,5 м выделен среди промышленной толщи одноименного месторождения доломитов (V-2-4). Доломиты раннекаменноугольного возраста залегают ниже флюсовых известняков по разрезу. Запасы металлургических доломитов по категории C_2 составляют 104,019 млн т [62].

Известняки пригодны для производства конвертерной извести, необходимой для выплавки стали и чугуна (доменное, мартеновское и конвертерное производство). Также возможно их использование в химической, бумажно-целлюлозной, стекольной, содовой, цементной, глиноземной, гидролизной отраслях промышленности, отсеивы от дробления пригодны для карбонатной муки.

Месторождение крупное Савинское (II-5-4) находится в 8 км западнее ж.-д. ст. Шелекса, у пос. Савинский и дер. Шестово [118]. Оно включает Шестовский, Савинский, Южный и Промежуточный участки. Полезная толща, приуроченная к касимовскому ярусу верхнего карбона, состоит из пяти пластообразных тел мощностью от 3,85 до 4,9 м, протяженностью от 2,5 до

8,8 км. Запасы, учтенные Государственным балансом, составляют по категориям А + В + С₁ 186,6 млн т, С₂ – 15,07 млн т [77].

Месторождение Швакинское (I-5-6) расположено в 4 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Большая Кяма и в 17 км к северо-западу от ж.-д. ст. Обозерская [58]. Полезной толщей являются известняки московского яруса среднего карбона. Месторождение сложено переслаиванием известняков с доломитизированными, слабоаккарстованными разновидностями. Состоит из трех разобщенных участков: Западного, Восточного и Левобережного. Средняя мощность полезной толщи – 7,5 м. Известняки удовлетворяют требованиям химической и целлюлозно-бумажной промышленности, а также могут быть использованы в качестве флюсов при переработке бокситов. Химический состав известняков (%): СаО – 53,5; MgO – 1,22. Запасы флюсовых известняков на участке Западный составляют по категории С₁ 8,8 млн т. Запасы химического сырья для целлюлозно-бумажной промышленности на уч. Восточный по категориям А + В составляют 7,572 млн т. ООО «Швакинские известняки» в 2018 г. добыло 0,4 млн т известняка [77].

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Агрокарбонатные руды. Представлены девятью малыми месторождениями: в Архангельской области – Бережно-Дубровское (III-4-39), Эктыша (III-4-40) [54], в Вологодской области – Темноручейское (V-1-17) [63], Край (VI-1-9), Зуево (VI-2-1) [210], Дырково (VI-5-10) [64], Погорелка (VI-6-4), Лукьяновская (VI-6-5), Матвеевское (VI-6-6) [65, 210]. Территориальным балансом запасов учитывается только Темноручейское месторождение.

Месторождение Бережно-Дубровское (III-4-39) расположено на левом берегу р. Онега, в 1,0 км к северо-западу от дер. Бережная Дуброва. Площадь месторождения – 15,8 га. Полезная толща сложена известняками и доломитами чурьегской свиты касимовского яруса верхнего карбона и залегает в виде пласта мощностью 0,5–4,2 м (средняя – 2,7 м). Известняки желтовато-серого цвета, трещиноватые, крепкие органогенно-обломочные залегают в кровле, доломиты серовато-желтые органогенно-обломочные и мергелистые залегают под известняками. Вскрышей являются ледниковые валунные суглинки осташковского горизонта мощностью 0,55–1,4 м (средняя – 0,98 м). Содержание СаО для известняков – 46,59–58,46 %, для доломитов – 28,61–31,46 %, MgO – 0,93–1,36 % и 19,10–20,29 % соответственно. Средневзвешенное содержание СаСО₃ + MgСО₃ по выработкам, включенным в подсчет запасов, составляет от 89,03 до 98,30 %. Объемный вес – 2,12 т/м³. Сырье пригодно для известкования кислых почв. Утвержденные запасы по категории С₁ – 0,140 млн м³, по категории С₂ – 0,642 млн м³.

Месторождение Эктыша (III-4-40) расположено на правом берегу р. Эктыша, в 0,8 км выше по течению от моста в селе Конево. Площадь месторождения – 10 га. Полезная толща сложена известняками и доломитами акуловской свиты хамовническо-дорогомилловского горизонта верхнего карбона и залегает в виде пласта мощностью 0,8–4,1 м (средняя 2,8 м). Известняки желтовато-серого цвета, трещиноватые, крепкие, вверху – органогенно-обломочные, внизу – сильно доломитизированные, доломиты серовато-жел-

тые трещиноватые, залегают в виде прослоя мощностью 0,2–3,35 м. Вскрышей являются ледниковые валунные суглинки ошашковского горизонта мощностью 0,4–1,9 м (средняя 1,16 м). Содержание СаО для известняков 35,54–52,88 %, для доломитов 27,58–33,64 %; MgO – 0,61–15,68 % и 17,6–21,03 % соответственно. Средневзвешенное содержание $\text{CaCO}_3 + \text{MgCO}_3$ по выработкам, включенным в подсчет запасов, составляет от 93,56 до 98,12 %. Объемный вес – 2,16 т/м³. Сырье пригодно для известкования кислых почв. Утвержденные запасы по категории С₁ – 0,201 млн м³, по категории С₂ – 0,416 млн м³.

Месторождение Темноручейское (V-1-17) разведано в 1969 г. [56, 63]. Месторождение расположено в 0,6 км к северо-востоку от дер. Старая Ялосарь. Полезная толща представлена доломитами девятинской свиты нижнего карбона. Мощность пластовой залежи доломитов составляет 10–22,4 м, средняя – 12 м. По химическому составу сырье пригодно для производства карбонатной муки для химической мелиорации кислых и засоленных почв. Запасы составляют по категориям А + В + С₁ – 1,372 млн м³, С₂ – 3,792 млн м³. По физико-механическим показателям часть запасов категории С₂ в объеме 1,4 млн м³ пригодна также для производства щебня для гидротехнических бетонов марок «100–300». Месторождение относится к Нераспределенному фонду недр.

Малые месторождения Вологодской области однотипны по строению. Полезным ископаемым являются разрушенные доломиты: доломитовая мука, рыхлая тонкозернистая порода желто-белого, зеленовато-белого, белого цвета. Прослои таких пород мощностью от нескольких десятков сантиметров до 4 м, в среднем 1,5 м залегают в плотных доломитах на различных стратиграфических уровнях (касимовский ярус верхнего карбона – месторождение Край, ассельский ярус пермской системы – месторождение Зуево). Наиболее качественное сырье приурочено к верхним частям продуктивных толщ.

Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем (Край – 0,48 м) и/или четвертичными отложениями (Зуево – до 4 м). Содержание $\text{CaCO}_3 + \text{MgO}$ в агрорудах составляют на месторождении Край – 88,3 %, Зуево – 96,28–98,6 %. Агроруды могут использоваться для известкования кислых почв. Запасы составляют: на месторождении Край по категории С₁ – 0,097 млн м³, на месторождении Зуево по категориям С₁ – 0,341, С₂ – 0,712 млн м³. Запасы сняты с балансового учета как утратившие промышленное значение (расположены в охранный зоне автодороги, отсутствие потребности в сырье в близлежащих районах, протокол НТС ПГО Севзапгеологии от 14.11.1989 г.).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Пегматит керамический. На территории листа четыре проявления пегматитов: Суховодлинское (III-2-4), Шумечье (III-2-6), Черевское (III-2-7), Заволоченское (III-2-8) [60].

Суховодлинское проявление расположено на левом берегу р. Сухая Водла. Пегматитовая жила субмеридионального простирания имеет мощность 1,5–20 м, длину – 50 м. Центральная часть жилы сложена крупнозернистым пегматитом с блоковой структурой. Блоки микроклина имеют размер до

20 см². Краевые части сложены мелкозернистым пегматитом с графической структурой.

В районе дер. Заволочье (Черевское, Шумечье, Заволоченское проявления) расположена группа сближенных пегматитовых жил мощностью от 1,5–2,5 до 12–20 м и длиной от 6 до 50 м. Вмещающие породы представлены амфибол-биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами волоцкой толщи раннего архея. Простираение пегматитовых жил субмеридиональное, субсогласное с вмещающими породами, контакты извилистые, но четкие.

Наиболее крупное тело расположено на правом берегу руч. Черевий, напротив дер. Заволочье, проявление Черевское (Ш-2-7). Центральная часть тела сложена пегматитом с крупноблоковым строением. Блоки дымчатого кварца размером 40 × 20 см содержат хорошо ограненные кристаллы микроклина. Плагиоклаз и микроклин образуют блоки 15 × 20 см. Краевые части тела сложены мелкозернистым пегматитом.

Каолин. На территории листа известно пять проявлений каолина: в областях Архангельская – дер. Шабеньга (Ш-4-2), Лужменское (Ш-4-32) [54] и Вологодская – Голяши (VI-1-3), Янголахта (VI-1-8), Пиксимова (VI-2-10). Кроме того, четыре проявления каолина связаны с проявлениями бокситов: Салозеро (скв. 660) (VI-1-2), руч. Гладкий (скв. 662) (VI-2-3), Поповка (скв. 682) (VI-2-12), Юрино (скв. 690) (VI-2-13) [231].

Продуктивная толща *рудоявления Лужменское* (Ш-4-32) залегает на глубине 22,3–30,65 м, имеет мощность более 6 м, перекрыта известняками. Она приурочена к впадинам палеорельефа у подножья склонов кристаллического фундамента. Прослежена на 1,4 км при ширине 0,5 км. Каолины и каолиниты вместе с сиаллитами залегают на древней коре выветривания основных эффузивов и тремолитовых сланцев докембрия.

Группа проявлений каолина в Вологодской области характеризуется следующими особенностями. Прослой каолинов и каолинитов, нередко совместно с аллитами и сиаллитами залегают на глубинах от 120 до 240 м, имеют мощность 1,2–6,2 м, в среднем около 2 м. Содержание SiO₂ варьируют в пределах 34,99–64,84 % (среднее – 43 %), Al₂O₃ – 27–33 %, FeO – 6,17 – 15,96 % (7,5 %).

Глина огнеупорная. На рассматриваемой территории огнеупорные глины представлены *крупным месторождением Иксинское* (Ш-4-14) [54] в Архангельской области и тремя малыми месторождениями в Вологодской области: Житненское (V-1-21), Патровское (V-1-22), Сперовское (V-1-25) [56].

Месторождение Иксинское пространственно совмещено с одноименным месторождением бокситов, расположенным в 12 км к юго-западу от ж.-д. ст. Наволок. Продуктивная толща раннекаменноугольного возраста, подстилающая бокситоносный горизонт, приурочена к замкнутым впадинам в палеорельефе докарбоневой поверхности, залегает на протерозойских кристаллических породах и перекрыта каменноугольными и четвертичными отложениями. Промышленный пласт разделен на 6 залежей. Огнеупорные глины характеризуются высоким содержанием глинозема (20–40 %), высокой пластичностью и огнеупорностью не ниже 1580 °С. Они могут служить сырьем

для керамического производства и огнеупорных изделий. Забалансовые запасы составляют 25,2 млн т.

В Вологодской области залежи огнеупорных глин, приуроченные к патровской свите нижнего карбона, характеризуются линзовидным залеганием, небольшими размерами, малой мощностью продуктивного слоя (1,3–1,5 м), залеганием на глубине от 4 до 27 м. Периодически разрабатывались.

Месторождения Житненское и Сперовское относятся к нижней части третьей пачки патровской свиты. Месторождение Патровское приурочено к верхней части первой пачки. Сырье представлено пластовыми залежами темно-серых и черных глин, пластичных, жирных. Мощность глин невелика и изменяется от 0,8 до 3,1 м. Вскрышные породы – четвертичные отложения и толща переслаивающихся глин, известняков и песков I–IV пачек патровской свиты мощностью от 1 до 33,8 м. Запасы глин составляют на Житненском месторождении по категории C_1 – 0,319 млн м³, на Сперовском по категориям $B + C_1$ – 0,044 млн м³ и C_2 – 0,556 млн м³, на Патровском забалансовые запасы – 0,4 млн м³. Глины пригодны для изготовления тугоплавкого кирпича, дренажных и канализационных труб, керамических плиток, фаянсовой посуды. Месторождения в данное время не имеют промышленного значения ввиду малых запасов, незначительной мощности продуктивной толщи, сложных горно-технических условий, невысокого качества сырья и отсутствия потребителей.

Доломит огнеупорный. На территории листа известны три месторождения огнеупорных доломитов: два крупных: Емецкое (II-5-2) и Белоручейское (V-2-4) и среднее Новинкинское (V-1-20). На Государственном балансе числятся наиболее крупные месторождения: Емецкое и Новинкинское.

Месторождение Емецкое (II-5-2) находится в Плесецком районе Архангельской области, в 5–6 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Шелекса [118]. В геологическом строении месторождения участвуют карбонатные породы акулловской свиты касимовского яруса верхнего карбона, залегающие непосредственно под четвертичными отложениями. Вскрыша представлена песками и глинами верхнего неоплейстоцена мощностью 0,4–6,8 м. Продуктивное тело сложено толщей доломитов с редкими линзами и прослойками известняков, мергелей, известковистых глин и цепочками маломощных кремней. Толща доломитов имеет среднюю мощность 13 м, протяженность – от 2400 до 3480 м, залегание горизонтальное, простирание юго-восточное. Доломиты подвержены процессам карстообразования, проявляющимся в образовании воронок на поверхности.

Доломиты представлены зерно-кристаллическими и органогенно-обломочными разновидностями. Крупность зерен варьирует в пределах 0,004–0,091 мм. Зернисто-кристаллические разновидности (80–82 % всей массы доломитов) – мелкозернистые, иногда кавернозные (каверны диаметром 3–12 см), тонко- и толсто плитчатые. Органогенно-обломочные доломиты (17–19 % всей массы доломитов) образуют прослой и линзы мощностью 0,1–4,1 м среди основной массы зернисто-кристаллических доломитов, представлены криноидно-кораллово-брахиоподовыми, криноидно-кораллово-фузулиновыми, реже криноидными, мшанковыми разновидностями. Органогенные остатки (55–70 % объема породы) цементируются кальцитом, по которому развиваются зерна долами-

та, встречаются единичные мелкие зерна кварца и чистого карбоната в пустотах. Рудный минерал (пирит) образует мелкую вкрапленность. Все доломиты известковистые ($\text{CaO} : \text{MgO} = 1,47\text{--}2,94$).

Технологические испытания показали, что вследствие чистоты химического состава доломиты являются трудноспекающимся сырьем и при обжиге обычным способом без железосодержащих добавок быстро гидратируются на воздухе и рассыпаются на мелочь. При введении железосодержащих добавок (железная руда, окалина) в количестве 3 % и шламовом способе обжига при $t = 1500\text{ }^\circ\text{C}$ из доломитов получается обожженный металлургический доломит I класса (по техн. усл. МПТУ 2661-50). Государственным балансом на 1.01.2018 г. учитываются в Нераспределенном фонде недр запасы категорий $A + B + C_1 - 113, 8$ млн т [76].

Месторождение доломитов Новинкинское (V-1-20) представляет собой пластовую залежь доломитов касимовского яруса с мощностью продуктивного пласта 4,8–14,3 м (в среднем – 10,3 м) [56]. Доломиты характеризуются высоким качеством, пригодны для флюсов в металлургической промышленности, отвечают требованиям I класса. Месторождение по количеству запасов среднее, учитывается балансом, является резервным. Эксплуатация не планируется по причине низких технико-экономических показателей и отсутствия непосредственного потребителя. Государственным балансом на 1.01.2018 г. в Нераспределенном фонде недр учитываются запасы: категорий $A + B + C_1 - 9,472$ млн т, категории $C_2 - 23,392$ млн т [76].

Месторождение доломитов Белоручейское (V-2-4) разведано в 1982–1984 гг. в пределах площади Ковжинского участка Белоручейского месторождения флюсовых известняков [211]. В его строении принимают участие три толщи девятинской свиты нижнего карбона суммарной мощностью 22,4–24,9 м. Нижняя толща сложена карбонатно-глинистыми отложениями, средняя – доломитами, верхняя – известняками. Продуктивной является средняя толща мощностью от 6,1 до 12,15 м (в среднем 7,6 м), представленная доломитами серыми, темно-серыми тонко-мелкокристаллическими, плотными, массивными, иногда крупнокавернозными. Чистые доломиты составляют 71 % доломитовой толщи; 13 % породы – некондиционные доломиты трещиноватые и кавернозные средне- и тонкоплитчатые, средней мощностью 1,1 м.

Продуктивная толща отделена от вышележащих флюсовых известняков промежуточной вскрышей (известняки, доломиты) средней мощностью 12,3 м. Толща залегает на глубине 58–71 м. Закарстованность – 11 %. Средневзвешенное содержание (%): $\text{SiO}_2 - 2,2$; $\text{CaO} - 30,88$; $\text{MgO} - 19,87$; $\text{R}_2\text{O}_3 - 0,94$. Объемная масса – 2,35 т/м³. В продуктивной толще выделяется слой высококачественных конверторных доломитов средней мощностью 3–5 м, приуроченный, как правило, к ее низам. Запасы металлургических доломитов составляют по категории $C_2 - 104,019$ млн т [62].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест хризотилковый. На территории листа известно два проявления Светлоозерское (II-1-18) [57] и Токшинское (III-3-9) [212] и девять пунктов минерализации хризотил-асбеста: Мурайгора (II-1-1), Роиньгорское (II-1-7),

Щелейный Бор (II-1-9), Иленское (II-1-22), Лексинское (II-1-25), Сенегозерское (II-1-29) [57], Обнажение 18183 (II-3-14) [51], скв. 054 (III-3-21), скв. 127э (III-3-8) [53]). Они приурочены к зонам метасоматической переработки в массивах серпентинизированных ультраосновных пород каменноозерского комплекса в Сумозерско-Кенозерском зеленокаменном поясе и комплекса Ветреного пояса в одноименной структуре.

Проявление Светлоозерское (II-1-18) расположено в 44 км юго-восточнее пос. Валдай. Оно хорошо изучено в ходе поисковых [205, 206] и поисково-оценочных работ [255]. Проявление приурочено к тектоническому контакту Светлоозерского массива гипербазитов каменноозерского комплекса с вмещающими метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями киричской свиты и дайками метагаббро-пироксенитов. В геологическом строении проявления участвуют четыре залежи – Основная и три второстепенные. Основная залежь имеет подковообразную форму и прослежена в субширотном направлении вдоль северной границы Восточно-Светлоозерского массива на расстоянии до 1,5 км, средняя мощность залежи – 67 м. Асбестовые руды представлены мелкосетчатым типом с фрагментарно развитым мелко-прожилковым. Мощность асбестовых жилкок колеблется от первых миллиметров до 1,5–2 см. Жилки обычно поперечноволоконистые, редко косоволокнистые сложены как ломким волокном, так и волокном нормальной прочности. Ломкий асбест развит в верхних горизонтах проявления, до глубины 100–150 м, асбест нормальной прочности – на нижних. Содержание асбеста нормальной прочности колеблется от 1,79 до 6,5 % (среднее 3,90 %), содержание ломкого асбеста от 0,63 до 4,17 % (среднее 1,34 %). Общие прогнозные ресурсы волокна по сумме 6 сортов по категории P₂ до глубины 300 м составляют 1,725 млн т [255].

Проявление Токшинское (III-3-9) расположено в 11,3 км к северо-западу от оз. Токшозеро. Оно приурочено к серпентинитам Токшинского массива перидотитов. Хризотил-асбест развит в прожилках и жилах мощностью 3–30 см. Асбест продольно-волоконистый, длина волокна 1–10 см, набухаемость – 9,42–9,43; кислоторастворимость 85,5–87,5; не ломкий.

Пункт минерализации Роиньгорское (II-1-7) расположен в 2 км к югу от истока р. Илекса, в пределах горы Роиньгора [57]. Рудовмещающими породами являются нижнепротерозойские серпентинизированные верлиты и лерцолиты базит-гипербазитового комплекса Ветреного пояса, прорывающие вулканогенно-осадочные образования киричской свиты. В проявлении установлена минерализация поперечно-волоконистого хризотил-асбеста, локализующаяся в раздробленных жилах длиной от 3–5 до 20 см. Жилы мощностью до 2 мм группируются в зоны, их суммарная мощность – 1,0–1,5 см. Асбест VI–VII сортов. Общее содержание его – 1,87 %.

Пункт минерализации Обн. 18183 (II-3-14) выявлен в непосредственной близости от западного берега оз. Кожозеро [51]. На контакте гипербазитов с вмещающими карбонатсодержащими сланцами наблюдается зона актинолит-тремолита светло-зеленого цвета, тонковолокнистого, ломкого, с длиной волокон до 20 мм. Волокна ориентированы к плоскости контакта под углом 10–20°. В количественном отношении тремолит преобладает над актинолитом. Актинолит-тремолит находится в тесной ассоциации с хлоритом,

но последний образует обособленные скопления субпараллельно ориентированных зерен пластичной формы.

Пункт минерализации в скв. 127э (Ш-3-8), представленный асбестовыми прожилками и тонкими глинами, приурочен к интрузии гипербазитов в интервалах 81,7–83,0 м и 179–181 м [53]. В жилах мощностью до 30 см асбест продольно-волоконистый, в прожилках (мощность 1–3 см) – поперечно-волоконистый. Хризотил-асбест хорошо распушаемый, длина волокон 1–10 см, набухаемость 9,42–9,43, кислоторастворимость 85,5–87,5.

Пункт минерализации в скв. 054 (Ш-3-21) приурочен к гипербазитовой интрузии, в интервалах 169,6–169,8 и 174,5–175,0 м [53]. Минерализация в обоих интервалах представлена единичными прожилками мощностью около 5 см, ориентированными под острым углом к оси керна. Асбест средней разрушаемости. Длина волокон – до 5 см.

Тальк и талькохлорит. Проявления талька Светлоозерский Массив (П-1-20) [205, 206] и талькохлорита Кополозерское (Ш-1-1) [214] на территории листа связаны с зонами метасоматической переработки ультраосновных пород (серпентинизированных гипербазитов, метапикритов).

Проявление Светлоозерский Массив (П-1-20) расположено в 39 км юго-восточнее пос. Валдай, в южной и восточной частях Западно-Светлоозерского массива ультрамафитов. Представлено тремя крутопадающими пластовыми залежами тальк-карбонатных руд: Южной, Восточной и Центральной. Массивы гипербазитов Светлоозерской группы залегают среди толщи коматитов, metabазальтов, углеродистых сланцев, кислых вулканитов золотопорожской серии лопия. Установлена следующая метасоматическая зональность в метаперидотитах по направлению к контактам массивов. Центральные части массивов сложены серпентинитами, которые сменяются антофиллит-тремолит-тальковыми, магнетит-хлорит-эпидотовыми, цоизит-эпидот-амфиболовыми метасоматитами.

Южная залежь находится в южной части Западно-Светлоозерского массива и приурочена к его эндоконтактовой части. Прослеживается в виде дуги вдоль контакта массива с вмещающими осадочно-вулканогенными породами среднего лопия на расстояние более 800 м и на севере смыкается с Восточной залежью. Мощность залежи – от 30 до 150 м, падение – на север под углом 50–60°. Внутреннее строение залежи осложнено наличием реликтовых тел серпентинитов мощностью от первых метров до 50 м.

Восточная залежь локализована в восточном борту массива и прослеживается по простирацию на расстояние более 2 км и по падению – до 300 м. Мощность залежи – от 5–10 до 100–150 м, преимущественно – 30–50 м, падение – на запад под углом 60–90°. Рудное тело содержит реликты серпентинитов, широко проявлена хлоритизация тальковых руд. Центральная залежь приурочена к центральной части Западно-Светлоозерского массива. Протяженность залежи по простирацию – до 1 км, мощность – от 40 до 120 м, в среднем 60 м. Падение залежи в южной части на север под углом 50–70°, в северной части на запад под углом 70–90°. В южной части залежь прослежена по падению до глубины 300 м, в северной части отмечается тенденция залежи к выклиниванию. Рудное тело осложнено разломами широтного

и субмеридионального направлений и содержит, преимущественно в северной части, тела оталькованных и карбонатизированных серпентинитов мощностью от первых метров до 25 м. Содержание тонкочешуйчатого талька колеблется от 15 до 50 %. Размеры чешуек составляют сотые и десятые доли мм, редко 0,5–1 мм, находятся в сростках с другими минералами. Содержание в рудах составляет (%): карбонатов – 40, хлорита – 5, серпентина – 3, магнетита – 7. Тальк высокого качества. По результатам поисково-оценочных работ, запасы по категории С₂ составляют 2,9 млн т, прогнозные ресурсы категории Р₁ – 20,1 млн т [255].

Талькохлорит («горшечный камень») является своеобразным, редко встречающимся в других районах России полезным ископаемым, применяемым в качестве огнеупорного, кислотоупорного, щелочноустойчивого и электроизоляционного материала, а также как поделочный камень.

Проявление Кополозерское (Ш-1-1), расположенное в 2,5 км северо-западнее оз. Гавгозеро, вскрыто скважинами 10 и 12 [214]. Оно приурочено к центральной части дайки серпентинизированных дунитов и перидотитов и представлено линзообразными телами метасоматитов тальк-хлоритового, серпентин-тальк-хлоритового, карбонат-тальк-хлоритового и тремолит-тальк-хлоритового составов. Зоны метасоматитов приурочены к приконтактовым частям даек, а также к зонам трещиноватости в серпентинитах. Мощность метасоматических тел составляет 0,7–16,0 м (в среднем – 2,5–4,0 м), протяженность – 200–500 м, простирание северо-восточное. Химический состав наиболее чистых разновидностей (%): SiO₂ – 46,96; Al₂O₃ – 7,84; Fe₂O₃ – 11,1; MgO – 26,27; CaO – 1,4, ппп – 10,28.

Несмотря на низкое содержание магния и алюминия и неоднородный состав, широкое проявление процессов метасоматоза и значительные размеры даек позволяют оценить перспективы Кополозерского проявления талькохлорита положительно.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. Месторождения алмазов на территории листа не обнаружены. Известно четыре находки кристаллов алмазов в мелкообъемных пробах дочетвертичных образований – Палозерское (Ш-1-14), Ручьевское (Ш-2-2), Олений Рог I (Ш-2-6) и Олений Рог II (Ш-2-7) и одна в четвертичных отложениях: Нетомское (Ш-2-13) [57].

Кристалл алмаза (Палозерское проявление) обнаружен в скв. 646 в метаморфизованных зеленовато-серых гравийно-галечных конгломератах с алевропесчанистым, песчанистым и кварц-хлорит-соссюрт-актинолитовым цементом виленгской свиты раннего протерозоя. При термохимическом обогащении выявлен бесцветный, прозрачный кристалл алмаза в форме двойника октаэдрической формы размером 0,36 × 0,35 мм, с гладкими поверхностями граней.

Проявление Нетомское (скв. 992) (Ш-2-13) приурочено к водно-ледниковым отложениям осташковского оледенения. Они представлены песками, реже супесями с примесью гравийно-галечного материала. По результатам термохимического обогащения в пробе, взятой на глубине 8,7 м, содержание

граната составляет десятки знаков, хромшпинелидов – сотни. Обнаружен один кристалл алмаза октаэдрической формы, размером $0,3 \times 0,3$ мм.

Остальные находки алмазов приурочены к вендским валунно-галечным конгломератам.

Корунд. *Проявление корунда Кийостровское (I-2-1)* расположено на одноименном острове Онежской губы Белого моря, в 10 км северо-западнее устья р. Онега [108]. Корундсодержащие породы представлены серией тел массивных, реже полосчатых или пятнистых ультрамеланократовых крупнозернистых гранат-роговообманковых метасоматитов черного цвета с отдельными зернами голубого или синего кианита и насыщенно-розового корунда. Средняя мощность корундсодержащих пород составляет 0,3–1,0 м при протяженности первые метры [8].

Вмещающие породы представлены массивными габбро-амфиболитами лерцолит-габброноритового комплекса сумийского возраста. Метасоматиты залегают согласно с северо-западными структурными направлениями ранне-свекофеннского регионального метаморфизма. В общей метасоматической зональности корунд тяготеет к центральным частям тел и обрамляется грубо- и тонкополосчатыми породами гранат-амфиболового состава.

Кристаллы корунда размером 1–15 мм сравнительно плохо огранены, максимальное содержание составляет 3–5 % объема породы. Образцы с пятнистой текстурой и сопутствующие ярко-зеленые клиноцоизитовые породы могут представлять декоративный интерес [220].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Магматические породы

Кислые интрузивные породы. Граниты и гранитогнейсы. Гранитные породы архейского и протерозойского возраста пользуются широким распространением в восточной части территории листа. На карте показано семь месторождений гранитов и гранитогнейсов (четыре крупных и три малых). Все они учитываются Государственным балансом запасов. Четыре из них учтены балансом облицовочных камней. Эксплуатируются на данный момент четыре месторождения.

Месторождение Золотуха (I-1-1), расположенное в 6 км южнее ж.-д. ст. Сулозеро на горе Золотуха, представляет собой выступ кристаллического фундамента размером 1200×500 м, высотой до 65 м, разрабатывается карьером [57]. Гора сложена мелко-, средне- и крупнозернистыми биотитовыми гнейсами беломорского комплекса. Вскрыша практически отсутствует. Вне контура подсчета запасов гранитогнейсы беломорского комплекса перекрываются аргиллитами усть-пинезской свиты позднего венда. Промышленное тело выдержано по простиранию и мощности, встречаются крутопадающие пегматитовые жилы мощностью 0,7 м (при подсчете запасов не исключались). До глубины 1,2 м – гранитогнейсы выветрелые трещиноватые, далее – более массивные. Минеральный состав гранитов: кварц – 40 %, плагиоклаз – 20 %, микроклин – 35 %, биотит – 2 %, мусковит – 3 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, гранатом и сфеном.

В 1980–1981 гг. лабораторией строительных материалов ВНИИСТРОМ проведены полные физико-механические испытания 25 технологических проб гранитогнейсов. Установлена пригодность гранитогнейсов как сырья для получения строительного щебня марок «М600–М1000». Слагающие месторождение породы используются для производства щебня, применяемого в качестве заполнителя для бетона и железнодорожного балласта.

Горно-технические и гидрогеологические условия разработки благоприятные. Государственным балансом учитываются запасы по категориям: А + В – 7,65 млн м³, А + В + С₁ – 19,326 млн м³ (протокол ГКЗ № 8369, 1979 г.). Запасы категорий А + В + С₁ на 1.01.2019 г. составляют 16,018 млн м³ [79]. Месторождение разрабатывается.

Месторождение Кашина Гора (IV-1-2) расположено в 23 км западнее г. Пудож, в 8 км восточнее пос. Шала, на правом берегу р. Водла, в 8 км от ее устья [126]. Граниты состоят из микроклина – 30–40 %, олигоклаза – 20–40 %, кварца – 15–25 %, биотита – 5–10 %, акцессорных (апатит, сфен) – 1 %, рудных (магнетит) – 3 %. Радиоактивность гранитов – 16–20 мкР/час. Сплошность гранитов нарушена трещинами пяти систем, в т. ч. четырьмя крутопадающими. Выход блоков составляет 5–22 %, облицовочных плит – 6–9,8 м²/м³.

Граниты соответствуют ГОСТу 9479-84 для производства облицовочных изделий из блоков природного камня; ГОСТ 6666-81 – для производства камня бортового из горных пород. Испытание щебня из отходов показало его соответствие ГОСТу 8267-82. Согласно нормам радиационной безопасности, граниты могут применяться в любых видах строительства без ограничения, по декоративности граниты относятся ко второму классу горных пород.

Запасы облицовочного камня, учтенные Государственным балансом природных облицовочных камней на 1.01.2019 г., составляют по категориям: А + В + С₁ – 6,302 млн м³ [80]. Месторождение разрабатывается ЗАО «Кашина Гора».

Месторождение Немецкая Гора (IV-1-3) расположено на правом берегу р. Водла, в 2 км от устья, в 0,5 км к северу от пос. и пристани Шала [126]. Оно приурочено к возвышенности площадью 1000 × 1500 м, вытянутой в широтном направлении. Гряда сложена архейскими гранитоидами. Промышленные тела полезных ископаемых имеют мощность от 7,1 до 39,5 м, длину – от 580 до 590 м, ширину – 214–302 м. Граниты содержат ксенолиты, сложенные амфиболовыми гнейсами и биотитовыми сланцами размером 0,05–0,7 м в поперечнике. Граниты неравномернозернистые, средне- и крупнозернистые массивные серовато-розовые, розовые и серые, местами с порфирированной структурой содержат крупные вкрапления розового полевого шпата. Трещиноватость равномерная, параллелепipedальная. Качество сырья соответствует требованиям ГОСТа 9479-84 «Блоки из природного камня для облицовочных изделий» и обеспечивает получение продукции в соответствии с требованиями ГОСТа 9480-89 «Плиты облицовочные, пиление из природного камня» ГОСТа 8267-82 «Щебень из естественного камня для строительных работ» и ГОСТа 22856-89 «Щебень и песок декоративные из природного камня».

Вскрыша представлена глиной с гравием, галькой и валунами, 20 % площади месторождения обнажено. Горнотехнические условия благоприятны для отработки открытым способом. Гидрогеологические условия разработки благоприятные, полезная толща залегает на 10 м выше уровня р. Водла.

Запасы облицовочного камня, учтенные Государственным балансом природных облицовочных камней, на 1.01.2018 г. составляют по категориям: А + В + С₁ – 2,695 млн м³, С₂ – 5,103 млн м³ [80]. Месторождение разрабатывается ООО «Карьер Восход».

Основные эффузивные породы

На территории листа расположено шесть крупных месторождений основных эффузивных пород (метаморфизованных базальтов) – Шапочка (I-1-4) в Республике Карелия [126], Гора Каливецкое Щелье (II-4-33), Гора Чёрная (II-4-35), Мяндуха (II-4-36), Гора Лодья (II-4-37), и Хямгора (III-4-4), а также среднее месторождение метапорфиров Булатовское (III-5-2) в Архангельской области [52, 87, 125]. Все они учитываются Государственным балансом запасов. Эксплуатируется на данный момент одно месторождение. Сведения о запасах месторождений метаморфизованных базальтов приведены в табл. 4 [52, 56, 79, 126].

Таблица 4

Характеристика месторождений базальтов

№ п/п	Название месторождения, его номер на карте	Запасы на 1.01.2019 по категориям А + В + С ₁ , прогнозные ресурсы, млн м ³	Мощность максимальная/средняя, м	Год и номер протокола рассмотрения ГКЗ
1	Шапочка (I-1-4) Нераспределенный фонд	По категории С ₁ – 110,16, прогнозные ресурсы Р ₁ – 120,64	90/47,1	ТКЗ 2004 г. № 99
2	Гора Каливецкое Щелье (II-4-33) Нераспределенный фонд	По категории С ₁ – 115,60, прогнозные ресурсы по категории Р ₁ – 174,5	55 /33,7	ЭКЗ 2007 г. № 29
4	Гора Чёрная (II-4-35) Нераспределенный фонд	По категориям А + В + С ₁ – 115,83	68/35,1	ТКЗ 2003 г. № 58
3	Мяндуха (II-4-36), подготавливаемое к освоению	По категориям А – 21,031, В – 37,427, С ₁ – 85,158, А + В + С ₁ – 143,62	34,75/16,08	ГКЗ 1981 г. № 8892
5	Гора Лодья (II-4-37) Нераспределенный фонд	По категориям А + В + С ₁ – 7,07, по категории С ₂ – 4,138 утверждены ТКЗ при ГУПР по Архангельской области в 2003 г.	53,08	ТКЗ 2003 г. № 70, ЭКЗ 2009 г. № 121-оп, ЭКЗ 2013 г. № 7
5	Хямгора (III-4-4) Эксплуатируемое	По категории С ₁ – 105,159	56,88/43,35	ТКЗ 2003 г. № 77

Месторождение крупное Мяндуха (II-4-36) находится в Плесецком районе в 14 км к северо-западу от ж.-д. ст. Наволок. Полезная толща представлена трещиноватыми метаморфизованными эффузивами основного состава – базальтами свиты Ветреного пояса. Средняя мощность полезной толщи – 51,7 м. Форма тела неправильная, длина – 2100 м, ширина – 850–1700 м.

Объемный вес базальтов – 3 г/см³, водопоглощение – 0,1 %, предел прочности на сжатие от –1200 до –1400 кг/см². Базальтовый камень месторождения пригоден как заполнитель для тяжелого и гидротехнического бетонов, для производства щебня из естественного камня для строительных работ, в качестве сырья для каменного литья, а также для изготовления минеральной ваты.

Месторождение среднее метапорфиритов Булатовское (III-5-2) находится в 5 км к северо-востоку от ж.-д. ст. Наволок. Так же, как и месторождение Мяндуха, оно находится в Плесецком районе. Полезная толща сложена трещиноватыми метаморфизованными порфиритами. Средняя мощность полезной толщи – 24,3 м. Метапорфириты месторождения пригодны на бут, для производства щебня, в качестве крупного заполнителя для обычного бетона, гидротехнического бетона, тяжелого бетона, дорожного бетона. Также они пригодны для каменного литья. Государственным балансом учитываются запасы по категориям А + В + С₁ – 3,46 млн м³ (Протокол ТКЗ № 802, 1959 г.). Месторождение разрабатывается. Остаток запасов на 1.01.2019 г. составляет 2,034 млн м³ [79].

Карбонатные породы

Известняк. Месторождения известняка распространены в восточной и южной частях листа. Известняки представлены как чистыми, так и переходными к доломитам разностями. На карте показано 11 месторождений известняков, из них четыре крупных: Швакинское, уч. Западный (I-5-6) [58], Обозерское (I-5-10), Орлецкое (I-6-3) [59], Девятинское (V-1-18) [56], среднее – Кямское (I-4-3) [58], шесть малых: Брин-Наволоцкое (I-6-8) [59], Савинское, уч. Огарковский (II-5-1) [118], Шулуцкое (IV-5-1), Ковжинское (V-4-1) [61], Заостровское (V-6-1), Мауркинское (V-6-2) [64]. Месторождения Кямское, Обозерское и Орлецкое разведаны для обжига на известь, кроме того, сырье пригодно для производства карбонатной муки. В настоящее время эксплуатируется только уч. Огарковский месторождения Савинское.

Месторождение Обозерское (I-5-10) известняков и доломитов верхнего карбона расположено в 0,5 км к юго-востоку от ж.-д. ст. Обозерская. Вскрыша представлена глинами и суглинками мощностью от 0,2 до 2 м. Полезная толща входит в состав надпорожской свиты гжельского яруса общей мощностью 20–25 м. Месторождение состоит из двух участков. На участке 1 продуктивная толща сложена тремя пачками. I и III пачки представлены известняками и доломитами, II – известняками. Мощность пачек составляет 6,26 м, 1,17 м и 8,67 м соответственно. Залегание пачек горизонтальное, простираение северо-восточное, протяженность – 2000–3000 м. Пласты I пачки выдержаны по мощности и простираению, пласты II и III пачек не выдержаны по мощности.

Участок 2 расположен в 2 км к северу от ж.-д. ст. Обозерская. Его строение аналогично участку 1. Мощность продуктивной толщи, состоящей из трех пачек известняков и доломитов, составляет 4,3 м, протяженность – 1300 м. Известняки и доломиты I пачки выдержаны по мощности и простираению, местами окварцованы. Доломиты I и III пачек в верхних частях разре-

за подвержены процессам выветривания и местами переходят в рыхлые, мучнистые разности.

Известняки пригодны для изготовления строительной извести, известняки и доломиты – для известкования почв. Территориальным балансом на 1.01.2019 г. учитываются запасы по категориям: А + В + С₁ – 7,738 млн т, С₂ – 7,274 млн т. Месторождение относится к Нераспределенному фонду недр [58, 158].

Месторождение крупное доломитизированных известняков Орлецкое (I-6-3) расположено на правом и левом берегах р. Сев. Двина у пос. Орлецы. В геологическом строении месторождения принимают участие породы кепинской свиты касимовского яруса верхнего карбона, перекрытые четвертичными отложениями мощностью 0,2–11,7 м, в среднем 4,2 м, представленными межледниковыми глинами, песками и торфяниками. Полезная толща сложена мелкозернистыми средне- и толстоплитчатыми, в различной степени доломитизированными известняками светло-серого цвета с прослоями доломитов и органогенных известняков. Месторождение состоит из четырех участков с пластовыми залежами северо-западного простирания: Лесобиржа (мощность 13,6 м, длина 4000 м), Паниловский (мощность 16 м, длина 1780 м), Ступинский (мощность 5,95 м, длина 3500 м) и Вороновский (мощность 8,5 м, длина 250 м).

В качественном отношении полезная толща неоднородна. Средневзвешенное содержание химических компонентов колеблется (%): СаО – 40,1–41,1; MgO – 2,3–11,5; SiO₂ – 1,0–4,4; Fe₂O₃ – 0,15–0,2; Al₂O₃ – 0,25–0,7; ппп – 42,35–42,4.

Известняки могут использоваться для производства воздушной строительной извести, бутового камня и карбонатной муки для сельского хозяйства. Сводным территориальным балансом учитываются запасы на 1.01.2018 г. по категориям: А + В + С₁ – 142,722 млн т, С₂ – 72,499 млн т [59, 158].

Месторождение высококачественных известняков Савинское (II-5-1) [118] находится в 11 км к северо-западу от ж.-д. ст. Шелекса в Плесецком районе Архангельской области. Месторождение занимает обширную территорию на обоих берегах р. Емца, вытянуто в северном направлении на 16–18 км и состоит из шести участков. Три из них – Огарковский, Шестовский и Правобережный – детально разведаны. Эксплуатируется только Огарковский участок.

В геологическом строении месторождения участвуют верхнекаменноугольные отложения акуловской свиты касимовского яруса, перекрытые маломощным чехлом верхнелепестовых отложений валдайского надгоризонта. Полезная толща сложена породами касимовского яруса верхнего карбона и представлена розовыми, белыми, фиолетовыми органогенно-обломочными и зернистыми, плотными, тонко- и среднеплитчатыми известняками, реже конгломератовыми и органогенными, от тонко- до крупнозернистых плитчатыми доломитизированными известняками. Залежь пластовой формы имеет пологое падение в юго-восточном направлении. Продуктивная толща имеет слоистое строение. Слои группируются в два горизонта флюсовых известняков – верхний и нижний и горизонт цементных известняков. Средняя мощность горизонта цементных известняков 3,8–6,0 м.

Известняки пригодны для использования в глиноземной, цементной и химической промышленности. Запасы Огарковского участка по категориям А + В + С₁ – 24,666 млн т, забалансовые – 11,674 млн т. Всего по месторождению по категориям А + В + С₁ – 209,091 млн т [78].

Месторождение крупное строительных известняков Девятинское (V-1-18) выявлено в 1950 г. Пластовая залежь приурочена к девятинской свите протвинского горизонта нижнего карбона. Представлена мелкозернистыми известняками и доломитизированными известняками мощностью 0,7–8,2 м. Во вскрыше – четвертичные отложения мощностью 0,4–4,2 м. Отмечается повышенная закарстованность толщи. По химическому составу известняки пригодны для изготовления строительной извести, по физико-механическим свойствам – для щебня и заполнителя в бетоны невысоких марок. Запасы по категориям А + В + С₁ составляют 14,1 млн т [56]. В настоящее время месторождение не числится на балансе, так как утратило промышленное значение ввиду нахождения в санитарной зоне поселков Девятины и Белый Ручей и прохождения через него автодороги областного значения.

Доломит. Доломиты встречаются совместно с известняками во всех отделах карбона и перми. На карте показано два малых месторождения доломита: Канифольское (II-5-6) и Килинское (IV-3-1) [47]. Запасы последнего учитываются Сводным территориальным балансом 2018 г. [160].

Килинское месторождение, представленное участками Килинский и Соснино, расположено в 5 км западнее г. Каргополь. Полезная толща представлена доломитами надпорожской свиты гжельского яруса верхнего карбона. На уч. Килинский ее мощность составляет 2,3–5,3 м, на уч. Соснино – 7,3–8,4 м. Вскрыша мощностью 2 м представлена валунными суглинками. Запасы категорий А + В + С₁ – 0,308 млн м³, С₂ – 0,704 млн м³.

Глинистые породы

Глина кирпичная, черепичная, гончарная, суглинки. Наибольшим распространением пользуются и больше всего применяются в кирпичном производстве глины различных генетических типов четвертичного возраста. Из них важнейшее значение имеют ленточные глины озерно-ледникового происхождения. Из 13 месторождений, показанных на карте, 11 числится на территориальном балансе [161]. Наиболее крупные месторождения – Коларучейское (V-1-43) [63] и Вашки (VI-2-22) [62]. К средним относятся Андское (I-3-5) и Тесовка (I-3-7) [125]. Девять месторождений являются малыми.

Месторождение крупное Вашки (VI-2-22) находится в Белозерском районе, в 4,5 км к западу от пос. Липин Бор в пределах второй и, частично, первой озерно-ледниковых террас. Длина залежи – 4,0 км, средняя ширина – 0,05 км. Полезная толща сложена (сверху вниз) коричневой, серой и темно-серой глинами. Общая средняя мощность полезной толщи – 4,3 м.

Коричневая глина характеризуется грубодисперсным и дисперсным составом, мало- и умереннопластичная; серая глина относится к числу дисперсных, мало- и умереннопластичная; темно-серая глина – дисперсная, умеренно- и среднепластичная. Естественная влажность глин (относительная, %):

коричневых – 13,9–24,0; серых – 20,9–27,8; темно-серых – 26,4–29,4. Глины полезной толщи пригодны для производства морозостойкого полнотелого кирпича, а также для производства дырчатого с пустотами кирпича. Запасы, учтенные территориальным балансом на 1.01.2018 г., составляют по категориям А + В + С₁ 0,593 млн м³, С₂ – 5,288 млн м³ [161].

Месторождение крупное Коларучейское (V-1-43) выявлено и разведано в 1958–1960 гг. Северо-Западным геологическим управлением. Полезная толща представлена голубовато-серыми и коричневатобурными тонкослоистыми глинами средней мощностью 3,4 м, которые залегают на среднезернистых песках. Гранулометрический состав глин приводится по фракциям (%): 5–2 мм – 0,0–0,14; 2–1 мм – 0,0–0,08; 1–0,2 мм – 0,12–4,76; 0,2–0,09 мм – 0,24–9,34; 0,09–0,06 мм – 0,1–14,14; 0,06 мм – 49,96–96,68. Химический состав глин характеризуется содержанием следующих основных компонентов (%): SiO₂ – 43,76–70,74; Al₂O₃ + TiO₂ – 9,56–18,11; Fe₂O₃ – 4,21–7,39. Силикатный модуль изменяется в пределах 2,12–3,88, глиноземный модуль – 2,15–2,63. Глины могут быть использованы для производства цемента и в кирпично-черепичном производстве. Запасы составляют 5,873 млн м³ по категории С₂ [63].

Месторождение малое Чундручейское (V-1-38) является балансовым. Глины кирпичные связаны с глянцолимониевыми и лимноаллювиальными отложениями. Чундручейское месторождение относится к Нераспределенному фонду недр, запасы на нем по категориям А + В + С₁ составляют 0,508 млн м³ [161].

Месторождение малое Вожеготское (VI-5-15) расположено в долине р. Юрманьга. Полезная толща мощностью 1,4–10,4 м сложена безвалунными суглинками. Мощность вскрыши (почвенно-растительный слой, торф) составляет 0,2–4,7 м. Подстилающие породы – разномерные обводненные пески вскрытой мощностью до 5,9 м. Суглинки умереннопластичные и малопластичные (число пластичности – 3,4–17,9). Огнеупорность – 1090 °С.

Химический состав суглинков (%): SiO₂ – 42,0–50,8; Al₂O₃ + TiO₂ – 10,5–15,7; Fe₂O₃ – 4,0–6,8; CaO – 8,0–13,1; MgO – 4,9–7,6; Na₂O – 1,1–1,6; K₂O – 2,0–2,7; ппп – 12,0–18,9. По результатам полузаводских испытаний, глинистое сырье пригодно для производства обыкновенного кирпича марок «150» и «200» способом пластического прессования с искусственной сушкой сырца в тоннельной сушилке. Территориальным балансом учитываются запасы по категориям А + В + С₁ – 1,120 млн м³. Месторождение находится в Нераспределенном фонде недр [161].

Глины для цементного производства. Известные в пределах листа пять месторождений цементных глин расположены в Архангельской области [87], из них два относятся к крупным: Тесское (II-4-39) и Шелекса-Южная (II-5-25), два – к средним: Савинское, уч. Тимме (II-5-20) и уч. Шелекса (II-5-24) и малое Казаковское (III-4-43).

Месторождение Тесское (II-4-39) расположено в 42 км юго-восточнее пос. Савинский в области развития краевых ледниковых образований в пределах Онего-Двинского водораздела и приурочено к озерно-ледниковым отложениям осташковского горизонта. Глины коричневого и серого, голубоватосерого цветов, слабопесчаные, с тонкими прослоями алевролита, реже песка [52].

Полезная толща представляет собой выдержанное по мощности и простира-нию пластовое тело размером 1850×2100 м, мощностью до 13,8 м (средняя 5,99 м), залегающее с поверхности на подстилающих их моренных суглинках ошашковского горизонта, мощность вскрыши – 0–1,0 м. Полезную толщу слагают глины монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Химический состав глин (средние значения): SiO_2 – 57,49 %, TiO_2 – 0,93 %, Al_2O_3 – 17,48 %, Fe_2O_3 – 7,81 %, CaO – 1,84 %, MgO – 3,13 %, Na_2O – 1,31 %, K_2O – 3,21 %; объемный вес – 1,84 т/м³. Сырье пригодно для получения портландцемента марок «400» и «500». Месторождение учитывается Государственным балансом на 1.01.2018 г. [78] и является резервным для потенциального потреби-теля в регионе – Савинского цементного завода. Утвержденные запасы глин составляют по категориям А + В + С₁ 10,532 млн т (в том числе по катего-риям А – 1,256 млн т, В – 1,871 млн т, С₁ – 7,405 млн т), по категории С₂ – 8,853 млн т.

Промышленный интерес представляет месторождение Савинское, состоя-щее из двух участков: Тимме (II-5-20) и Шелекса (II-5-24). Месторождение находится в 1,5 км к юго-западу от ж.-д. ст. Шелекса. На уч. Шелекса полез-ная толща сложена бурыми, плотными, пластичными глинами и суглинками. Средняя мощность – 1,7 м. Форма залежи – пластообразная. Запасы по кате-гориям А + В + С₁ – 2,5 млн т. На уч. Тимме полезная толща сложена в ос-новном бурыми плотными моренными глинами и суглинками и, частично, красновато-бурыми современными озерными глинами. Мощность полезной толщи в среднем – 2,4 м. Запасы по категориям А + В + С₁ – 6,993 млн т [78]. Глины Савинского месторождения применяются в качестве компонента для производства портланд-цемента марки «400» и выше.

Глины керамзитовые. *Месторождение крупное Беловодская залежь* (III-4-42), расположенное в контуре разрабатываемого Западного участка Бе-ловодской залежи Иксинского месторождения бокситов, приурочено к нерас-члененным озерным и озерно-ледниковым образованиям ошашковского го-ризонта [54]. Эти отложения являются вскрышей бокситовой залежи и были изучены с целью попутного их использования при открытой разработке бок-ситов. Полезная толща представляет собой пластовое тело размером 1100×400 м, мощностью до 15,0 м (средняя 13,5 м), средняя мощность вскрышных торфов и песчанистых глин – 7,1 м, залегают на подстилающих моренных суглинках ошашковского горизонта. Полезную толщу слагают глины каолинит-гидрослюдистого состава. Химический состав глин (макси-мальные значения): SiO_2 – 57,28 %, Al_2O_3 – 20,9 %, Fe_2O_3 – 9,5 %, CaO – 2,1 %, MgO – 3,55 %, Na_2O – 1,68 %, K_2O – 3,44 %, SO_3 – 0,26 %, ппп – 7,02 %, объ-емный вес – 1,77 т/м³. Сырье пригодно для производства керамзитового гра-вия марки «250», керамического кирпича марок «150» и «200», фасадных плиток, не пригодно для производства лицевого кирпича. Утвержденные за-пасы глин по категории С₁ – 5,872 млн м³, по категории С₂ – 5,481 млн м³. Месторождение не учитывается балансом. Последующими работами к кон-туру подсчетного блока месторождения был прирезан блок, непосред-венно примыкающий к существующему карьере, в котором были оценены запасы этих же глин. Сырье по этому блоку пригодно для производства

керамзитового гравия марки «300», керамического кирпича марки «300», фасадных плиток. Запасы глин оценены по категории C_2 в 12,735 млн m^3 [233].

Песчано-гравийный материал и строительный песок. На карте показано 73 месторождения песчано-гравийно-валунного материала (ПГМ) и 36 месторождений строительного песка. Сборниками сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых [157, 162, 163] учтены запасы 61 месторождения ПГМ, 25 месторождения песка строительного, 11 комплексных месторождений песка и ПГМ и одного комплексного месторождения ПГМ и глин кирпичных [125].

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. На карте показано семь крупных, 18 средних и 48 малых месторождений. В Архангельской области песчано-гравийные смеси широко распространены. Почти все они расположены вблизи железнодорожных линий. Песчано-гравийный и песчаный материал большинства месторождений используется для производства обыкновенного бетона, железобетона, асфальтобетона, строительных работ и балласта.

Месторождение крупное эксплуатируемое Карасово (Ш-4-47) находится в 12 км северо-западнее ж.-д. ст. Наволок, в 25 км к юго-западу от г. Плесецк [54]. Породы вскрыши представлены песками кварц-карбонатными и супесями, подстилающие – валунными суглинками. Продуктивная толща мощностью в среднем 9,4 м, максимальной 28,8 м представлена флювиогляциальным валунно-гравийно-песчаным материалом. Форма залежи линзовидная. Длина – 3700 м, ширина – 175–340 м.

Гранулометрический состав горной массы: валуны – 4 %, гравий – 14,4 %, песок – 83 %. Валуны мелкие и средние распределены в полезной толще неравномерно, но преимущественно в нижней части. Среди валунов преобладают изверженные породы (81 %). Гравий по гранулометрическому составу характеризуется одинаковым содержанием фракций и состоит из твердых кристаллических пород (84 %). Содержание пылевато-глинистых – 1–4 %. В составе валунов преобладают осадочные породы (известняки, доломиты, песчаники), составляющие в среднем 57 %; изверженные интрузивные породы (гранит, гранодиорит, сиенит, габбро) составляют в среднем 13 %; изверженные эффузивные породы (базальты, порфириды) составляют 4 %; метаморфические породы (гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты) составляют 8 %; кварц – 1 %. Средний петрографический состав гравия: осадочные породы (известняки, доломиты, песчаники) – 57 %; изверженные интрузивные (гранит, гранодиорит, сиенит, габбро) – 12 %; изверженные эффузивные (базальты, порфириды) – 6 %; метаморфические (гнейсы, гранитогнейсы, амфиболиты, мраморы, кварциты) – 7 %; кварц – 2 %. Пески преимущественно кварц-полевошпато-карбонатные, с содержанием карбонатной составляющей 40–60 %.

Пески-отсевы – средnezернистые с содержанием пылевато-глинистых частиц 1–2 %. По составу пески полевошпат-кварцевые (кварц – 73 %, полевошпат – 11 %). Запасы ПГМ по категории C_1 – 4,163 млн m^3 , по категории C_2 – 22,462 млн m^3 [163].

Месторождение среднее Нименга (I-2-9) находится в 2 км юго-восточнее ж.-д. ст. Нименга Онежского района. В геологическом строении месторождения участвуют ледниковые отложения. Продуктивная толща мощностью в среднем 16,3 м представлена флювиогляциальным валунно-гравийно-песчаным материалом. Форма залежи – линзовидная. Длина – 1340 м, ширина – 100–340 м.

Гранулометрический состав горной массы (%): валуны 4, гравий 14,4, песок 83. Валуны мелкие и средние распределены в полезной толще неравномерно, но преимущественно в нижней части. Среди валунов преобладают изверженные породы (81 %). Гравий по гранулометрическому составу характеризуется одинаковым содержанием фракций и состоит из твердых кристаллических пород (88 %). Содержание пылевато-глинистых – 1–4 %. Пески-отсевы среднезернистые с содержанием пылевато-глинистых частиц 1–2 %. По составу пески полевошпат-кварцевые (содержание кварца – 73 %, полевого шпата – 11 %). Запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ – 4,221 млн м³, C_2 – 3,07 млн м³, забалансовые – 5,570 млн м³ [163].

В Вологодской области на территориальном балансе числятся 16 месторождений, 11 из них эксплуатируются. Одно крупное месторождение Аксеновское (VI-1-14), четыре средних: Вожегское (VI-5-12), Панкратовское (VI-1-20), Похватинское (VI-5-16) и Ефимовское (VI-5-14), остальные – малые [65].

Месторождение Вожегское (VI-5-12) находится в 6 км к северо-западу от г. Вожега. Месторождение состоит из четырех участков – холмов, сложенных флювиогляциальными валунно-гравийно-песчаными отложениями, вскрытая мощность которых составляет в среднем 14 м. Содержание валунов в полезной толще 15–29 %, гравия – 28–29 %, песка – около 50 %. В полезной толще встречаются линзы суглинков мощностью 0,2–1,6 м. Валуны размером преимущественно 100–300 мм представлены гранитом (37 %), гранодиоритом (27 %) и известняком (22 %). Состав гравия близок к составу валунов, но содержание известняка здесь больше (41 %).

Горная масса месторождения может быть использована для получения мытого сортировочного гравия. Пески-отсевы после промывки пригодны для использования в качестве песчаного балласта. Запасы месторождения по категориям $A + B + C_1$ – 2,467 млн м³, C_2 – 0,340 млн м³ [65].

Песок строительный. На карте показано шесть крупных, три средних и 27 малых месторождений песка строительного и комплексных месторождений песка и ПГМ. Запасы по 20 из них учтены Сводными территориальными балансами. Одиннадцать месторождений эксплуатируются. В Архангельской области на территории листа известно 26 месторождений строительных песков [125].

Месторождение крупное песков Шестовское (II-5-21) расположено в 12 км к северо-западу от пос. Савинский, в 6 км юго-восточнее с. Кореничное, на правом берегу р. Шелекса в пределах зандровой равнины. В геологическом строении месторождения участвуют верхнеплейстоценовые отложения валдайского надгоризонта и современные образования. Полезная

толща сложена мелкозернистыми кварцевыми песками с небольшой примесью полевых шпатов, глинистых частиц и акцессорных минералов.

Толща подстилается суглинками темно-серыми с гравием и мелким щебнем карбонатных пород, мощностью 0,3–0,6 м и суглинками темно-коричневыми с примесью грубообломочного материала. Форма залежи – пластовая, длина – от 2300 до 3200 м, ширина – 600–1750 м. Мощность полезной толщи в среднем – 4,07 м. По минералогическому составу пески полевошпат-кварцевые, с зернами карбонатных пород. Химический состав песка (%): SiO_2 – 78,9; Al_2O_3 – 9,26; Fe_2O_3 – 0,2; FeO – 0,25; CaO – 3,03; MgO – 1,17. Коэффициент фильтрации – 5,4–11 м/сут. Запасы составляют по категории C_2 – 18,233 млн м^3 .

Месторождение крупное песков Кореничное (II-5-18) расположено в 6 км юго-восточнее с. Кореничное, на правом берегу р. Шелекса в пределах зандровой равнины. В геологическом строении месторождения участвуют верхнеэоценовые отложения валдайского надгоризонта и современные образования. Полезная толща сложена коричневатыми и серыми мелкозернистыми полевошпат-кварцевыми песками. Толща подстилается валунными моренными супесями и темно-серыми суглинками.

Форма залежи – пластовая, длина – от 1200 до 3250 м, ширина – 500–2250 м. Мощность полезной толщи в среднем – 4,35 м. По минералогическому составу пески полевошпат-кварцевые, с зернами карбонатных пород. Химический состав песка (%): SiO_2 – 67,7; Al_2O_3 – 8,2; Fe_2O_3 – 1,7; CaO – 8,6; K_2O – 3,1. Коэффициент фильтрации 2,4–14,9 м/сут. Запасы по категории C_2 составляют 19,402 млн м^3 . В Вологодской области на территории листа известно десять месторождений строительных песков.

Месторождение малое Кемские Озера (V-2-10) [62] приурочено к зандровой равнине, прилегающей к Кемскому озеру. Размер залежи 600 × 450 м. Полезная толща представлена песком грубозернистым, разнородным с гравием мощностью от 1,4 до 2,5 м. Вскрыша представлена почвенно-растительным слоем средней мощностью 0,15 м. Песок пригоден для дорожных работ в качестве балластного сырья. Запасы подсчитаны на площади 0,32 км^2 по категории C_1 в количестве 0,368 млн м^3 . Учтены территориальным балансом, находятся в Нераспределенном фонде [157]. Прирост запасов возможен на глубину.

Месторождение малое комплексное песков строительных и ПГМ Нефедово (VI-2-17) расположено в 34 км к северо-западу от с. Липин Бор в междуречье Кемы и Индоманки, в области зандровой равнины. Полезную толщу составляет песчано-гравийный материал мощностью 3,5–6 м. Размер площади – 2,084 млн м^2 . Содержание валунов – от 0 до 8 %. Модуль крупности песка – 1,4–1,8.

Содержание гравия в среднем 19,2 %. Средневзвешенное содержание фракций более 70 мм – 0,3 %; фракции 70–5 мм – 19,27 % и фракции 5 мм – 80,5 %. В гравии содержание фракций 70–40 мм – 3,1 %; 40–25 мм – 3,4 %; 25–20 мм – 1,8 %; 20–15 мм – 2,4 %; 15–10 мм – 2,8 %; 10–5 мм – 5,6 %. Содержание слабых пород 0–7 %, вредных для бетона примесей – 0–12 %, пластинчатых зерен – 2–5 %.

Для песков-отсевов полный остаток на 0,63 мм – 38,4%. Содержание фракции менее 0,14 мм составляет 9,4%, пылевато-глинистых частиц – 4,4%. Пески после промывки пригодны для приготовления строительных растворов, бетонов и дорожного строительства. Гравий пригоден для бетона и дорожного строительства в естественном виде. Балансовые запасы песков по категории С₁ составляют 0,444 млн м³, ПГМ – 0,399 млн м³ [162, 163].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Песок формовочный. На карте показано четыре малых месторождения формовочных песков: Кленовское (V-1-11), Мокридинское (V-1-15), 6-й шлюз (V-1-16) и Патровское (V-1-22). Они находятся в Андомо-Вытегорском районе Вологодской области [56, 125]. Месторождения разведаны, но лишь одно Кленовское стоит на Государственном балансе запасов как не переданное в освоение [75]. Формовочные пески продуктивного горизонта приурочены к песчаной толще второй пачки патровской свиты нижнего карбона. Они находятся в бортах долин рек, где отложения алексинского горизонта выходят близко к дневной поверхности.

Месторождение Кленовское (V-1-11) расположено в 17 км к северо-востоку от г. Вытегра. Мощность песков колеблется от 4,7 до 14 м, во вскрыше – валунные суглинки и глинистые пески мощностью 1,4–6,2 м. Содержание SiO₂ – 93,5–98,2%, огнеупорность – 1750 °С. Запасы на площади 0,075 км² по категории С₁ составляют 0,816 млн т [75]. Пески пригодны для крупного стального и чугунного литья, кроме того, могут применяться для изготовления силикатного кирпича, бутылочного зеленого стекла, изоляторов, пеностекла, стекловолокна.

Месторождение Мокридинское (V-1-15) расположено в 5,6 км юго-восточнее г. Вытегра. Мощность песков изменяется от 1,4 до 12,4 м, вскрышных пород – 0,9–6,8 м. В песках встречаются прослой глины мощностью до 0,5 м и ленты глины. Содержание SiO₂ – 83,78–92,28%, огнеупорность 1750–1760 °С. Пески после промывки пригодны для мелкого чугунного литья. Запасы на площади 0,015 км² по категориям А + В + С₁ составляют 1,554 млн т. Ввиду невысокого качества сырья, неблагоприятных транспортных условий, отсутствия потребителя месторождение законсервировано и снято с баланса в 1965 г. [56].

Месторождение Патровское (V-1-22) расположено в 12 км юго-восточнее г. Вытегра. Мощность песков – 0,7–8,2 м, вскрышных пород – 0,7–8,4 м. В толще песков имеются линзы и прослой глины 0,2–0,5 м. Содержание SiO₂ – 91,54–98,13%, огнеупорность 1750–1760 °С. Пески пригодны для стального и чугунного литья. Запасы составляют по категориям В + С₁ 0,603 млн т [56].

Гипс. Месторождения и проявления гипса известны в Архангельской и Вологодской областях. На карте показаны одно крупное месторождение и шесть проявлений гипса [87, 241]. Промышленную ценность представляют залежи, связанные с галогенной толщей нижней перми. В полосе распространения последней наиболее мощная залежь гипсов расположена в верховьях р. Мехреньга в Плесецком районе Архангельской области.

Месторождение гипса Мехреньгское (Ш-6-1) расположено в 9 км северо-западнее ж.-д. ст. Елсозеро в Плесецком районе Архангельской области. Оно приурочено к гипсоносной полосе, протягивающейся с северо-востока на юго-запад к верхнему течению р. Мехреньга и уходящей далее на юго-запад. Месторождение состоит из трех участков: Южного левобережного, Южного правобережного и Северного. Продуктивная толща приурочена к отложениям сакмарского яруса нижней перми и представлена гипсами с маломощными прослоями и линзами глин, реже доломитов и ангидритов. Средняя мощность гипсового горизонта составляет на площади подсчета запасов 16,74 м, а средняя мощность гипса до уровня грунтовых вод – 5 м. Химический анализ гипсов показал их высокое качество. Гипс может применяться в качестве добавок к цементу. По петрографическому, минералогическому, механическому и химическому составу, а также структуре полезная толща является весьма однородной. Средний объемный вес гипса равен 2,2 г/см³, среднее водопоглощение – 1,04 %; средняя механическая прочность в сухом состоянии 347 кг/см², в водонасыщенном – 238,75 кг/см². Месторождение не эксплуатируется. Запасы составляют по категориям: С₁ – 11,607 млн т, С₂ – 113,727 млн т, балансом не учитываются [234].

Глины красочные и другие минеральные краски. Минеральные краски связаны с образованиями верхнего девона, нижнего карбона и, в большей степени, с отложениями четвертичного возраста, в которых они представлены красящими песками и глинами (земляные краски) и болотными железными рудами биогенного происхождения. По содержанию окиси железа и по цвету различают следующие виды пигментов: охра, мумия, умбра, сурик, сиены, марс. Всего на листе Р-37 известно восемь месторождений красочных глин. Большинство месторождений (два средних и четыре малых) расположено в Андомо-Вытегорском районе Вологодской области [56]. В Архангельской области известны лишь два месторождения: Синегское и Коношское. Месторождения минеральных красок на данный момент не разрабатываются и стоят на Государственном балансе как находящиеся в Нераспределенном фонде [125].

Месторождение Коношское (V-4-10) расположено в 19 км юго-западнее пос. Коноша. Залежи красящего вещества четвертичного возраста приурочены к вершинам и склонам холмов в долине р. Синцебина. Месторождение состоит из трех участков. На участке площадью 325 м² средняя мощность глин составляет 0,26 м, запасы – 0,2 тыс. т. Участок II имеет площадь 400 м², средняя мощность глин составляет 0,3 м, запасы – 0,2 тыс. т. Участок III площадью 500 м² характеризуется средней мощностью глин 0,4 м, запасы – 0,3 тыс. т. Форма всех рудных тел линзообразная, залегание – горизонтальное, длина – от 50 до 135 м. Средняя мощность вскрыши – 0,1 м. Полезное ископаемое – краска минеральная архангельская коричневая. Содержание Fe₂O₃ – 12,15 %, СаО – 4,5 %. Содержание пигмента в породе изменяется от 10,0 до 61,8 %, среднее – 22,85 %. Государственным балансом учитываются запасы по категории С₁ – 0,7 тыс. т. Месторождение находится в Нераспределенном фонде недр [74].

Месторождение Синегское (V-6-10) расположено в 2,8 км к юго-западу от ж.-д. ст. Синега, вблизи дер. Савинская. Месторождение состоит из трех

участков: Выдриха, Дуплиник, Рудники. Форма всех рудных тел линзообразная, залегание – горизонтальное, длина – от 55 до 200 м. Средняя мощность вскрыши – 0,1 м. Полезное ископаемое – краска минеральная «вандик». Содержание SiO_2 – 4,36 %, Al_2O_3 – 0,24 %, Fe_2O_3 – 4,1 %, CaO – 5,33 %, MgO – 0,67 %.

На уч. Выдриха расположена линзообразная залежь торфа темно-коричневого, запасы 10,3 тыс. т. Участок Дуплиник представляет собой болото диаметром 150 м, в северной части которого расположена линза черного разложившегося бесструктурного торфа, в восточной – линза коричневого слабо разложившегося торфа мощностью 0,15–1,0 м. На уч. Рудники торф коричневатого-черный с включениями желтовато-красного.

Государственным балансом учитываются забалансовые запасы – 56,0 тыс. т. Месторождение находится в Нераспределенном фонде недр [74].

Месторождение Андомское (V-1-8) приурочено к нозрековской толще позднего девона. Месторождения Кленовское (V-1-11), Видручейское (V-1-12), Житненское (V-1-21), Тагажемское (V-1-24) и Сперовское (V-1-25) находятся в пределах третьей пачки патровской свиты нижнего карбона.

Залежи глин невелики по площади, не выдержаны по мощности, в среднем составляют 0,5–2,7 м. Глины редко залегают на поверхности, средние мощности вскрышных пород – 2–10 м. Представлены в основном желтыми, красными и фиолетовыми разностями. Глины могут применяться в лакокрасочной промышленности для изготовления клеевых и масляных красок для строительных целей (охра, реже мумия).

Государственным балансом учитываются запасы Житненского месторождения (по категориям $A + B + C_1$ – 61 тыс. т, забалансовые – 5,0 тыс. т), на Кленовском (по категории C_1 – 39,5 тыс. т) и Тагажемском (по категориям $A + B + C_1$ – 38,2 тыс. т, C_2 – 21,3 тыс. т) [74]. Эти месторождения находятся в Нераспределенном фонде недр. На месторождениях, не числящихся на балансе, выполнены оценочные работы, запасы по категории C_2 составляют: на Сперовском 70 тыс. т, на Андомском 46 тыс. т, на Видручейском 45 тыс. т. Ввиду малых запасов, сложных горно-технических условий отработки, невысокого качества сырья, сложных дорожных условий месторождения могут служить источниками сырья для мелких предприятий.

Глины абсорбционные. На карте показано одно малое месторождение Кармозерское (III-3-24) и девять проявлений абсорбционных глин палыгорскитовой формации [53, 226].

Месторождение Кармозёрское (III-3-24) расположено в 10 км к северо-востоку от дер. Кузьминка и в 50 км к юго-западу от ж.-д. ст. Скарлахта, в 1–1,5 км от оз. Кармозеро.

Полезная толща представлена серовато-зелеными глинами преимущественно палыгорскитового состава с примесью гидрослюды, кальцита, доломита и с корочками вторичного палыгорскита по трещинам. Залегает в основании каширского горизонта среднего карбона на глубине от 11 до 46 м. Вскрышные породы сложены известняками каширского и протвинского горизонтов мощностью до 5–10 м и четвертичными образованиями мощностью 15–30 м. Средняя мощность глин – 4,2 м.

Пальгорскитовые глины грязно-зеленоватого цвета, плотные, трещиноватые с налетами белесого восковидного минерала по многочисленным мелким трещинам. Отмечаются частые прослои мощностью до 1–3 м известняков. Содержание глинистой составляющей – от 20 до 70 %. Химический состав полезной толщи характеризуется значительными колебаниями: SiO_2 – 8,23–60,66 %; Al_2O_3 – 1,2–12,73 %. Характерно повышенное содержание MgO – 2,28–17,8 %, входящего в состав глинистых минералов и доломитов. Колебания в содержании (CaO от 0,88 до 31,2 %) отражают не только наличие в толще карбонатных прослоев, но и общую карбонатность пальгорскитовых глин. Средний минеральный состав глин (%): пальгорскит – 51, доломит – 31, кальцит – 4, кварц – 5, гидромусковит – до 7. Объемная масса – 1,73 т/м³. Запасы категории C_2 составляют 118,8 млн т, балансом не учитываются [53].

Разработка предполагается открытым способом. Гидрогеологические условия сложные. Полезная толща залегает ниже уровня подземных вод. Водовмещающими являются пески, песчано-гравийные отложения, известняки (часто закарстованные) – выше полезной толщи, доломиты – ниже полезной толщи, которая является внутренним водоупором. Нижним водоупором для водоносного горизонта являются глины веневского и стешевского горизонтов нижнего карбона. Величины водопритока составляют 38 000–127 000 м³/сут. Пальгорскитовые глины пригодны для приготовления глинопорошков в производстве буровых растворов по ГОСТу 25795-83 после удаления песчаной фракции до менее 10 %. Марки получаемого глинопорошка преимущественно П-4 и П-5 при выходе бурового раствора 5–11,5 м³/т. Определена пригодность пальгорскитовых глин как адсорбента для осушки газов в газоперерабатывающей промышленности, очистке дымовых газов ТЭЦ, умягчения питьевой воды и очистке сточных вод от металлов.

На проявлениях пальгорскитовых глин облик полезной толщи, ее положение в разрезе аналогичны описанным в Кармозёрском месторождении. Ниже приводится характеристика проявлений с оцененными прогнозными ресурсами категорий P_1 или P_2 .

Проявление Гумённое (Ш-3-12) расположено в 5 км юго-восточнее оз. Бол. Шипичное. Полезная толща вскрыта тремя скважинами в интервале глубин 57,7–65,0 м, ее мощность варьирует от 1,7 до 2,5 м, при средней мощности 2,1 м. Ресурсы по категории P_2 , подсчитанные на площади 3,25 км², составляют 5,8 млн т.

Проявление Островичное (Ш-3-20) расположено в 1 км юго-восточнее оз. Бол. Кривое и в 1 км северо-восточнее оз. Островичное. Полезная толща вскрыта одной скважиной на глубине 57 м, ее мощность – 1,5 м. Ресурсы, подсчитанные на площади 0,9 км² по категории P_2 , составляют 1,1 млн т.

Проявление Сандольское (Ш-3-23) расположено в 8 км восточнее оз. Кармозера. Полезная толща вскрыта четырьмя скважинами в интервале глубин 52,8–61,0 м. Ее мощность варьирует от 1,0 до 3,0 м, в среднем – 1,5 м. Ресурсы по категории P_2 подсчитаны на площади 4,0 км² и составляют 5,1 млн т.

Проявление Сарозёрское (Ш-3-28) расположено в 1 км юго-западнее оз. Сарозеро, в 6 км севернее пос. Октябрьский. Полезная толща вскрыта шестью скважинами в интервале глубин 48,5–81,0 м, ее мощность варьирует

от 1,0 до 6,0 м, при средней мощности 3,6 м. Ресурсы, подсчитанные на площади 57,0 км² по категории P₂, составляют 174,4 млн т.

Проявление Октябрьское (Ш-3-35) расположено в 2 км южнее пос. Октябрьский, в 8 км северо-западнее дер. Самково. Полезная толща вскрыта двумя поисково-оценочными скважинами в интервале глубин 22,0–28,3 м, ее мощность варьирует от 2,2 до 4,7 м, при средней мощности 3,4 м. Ресурсы, подсчитанные на площади 9,5 км² по категории P₂, составляют 27,5 млн т.

Проявление Малашевское (Ш-4-22) расположено в 7 км к северо-западу от пос. Липаково. Глубина залегания кровли – 32,0 м. Мощность залежи – 1,0 м. Площадь оценки продуктивной толщи – 1,4 км². Прогнозные ресурсы по категории P₂ – 2,2 млн т [54].

Проявление Безымянное (Ш-4-24) расположено в 3,7 км к северо-западу от пос. Лужма. Вскрыто в четырех скважинах. Глубина залегания кровли – от 50,2 до 54,8 м, в среднем – 52,5 м. Площадь залежи – 5,5 км². Мощность полезной толщи – от 2,2 до 3,1 м, в среднем – 2,7 м. Прогнозные ресурсы по категории P₂ – 12,6 млн т. Проявление перспективно на выявление малого месторождения палыгорскитовых глин [54].

Проявление Большое Ширбозеро (Ш-4-29) расположено между пос. Сеза, оз. Бол. Ширбозеро и руч. Никулин. Вскрыто в 36 скважинах. Глубина залегания кровли – от 34,6 до 64,2 м, в среднем 49,4 м. Площадь залежи – 7,2 км². Мощность полезной толщи – 1,0–8,0 м, в среднем – 2,8 м. Прогнозные ресурсы по категории P₁ – 17,1 млн т. Проявление перспективно на выявление среднего месторождения палыгорскитовых глин [54].

Проявление Коношевское (Ш-4-31) находится в 0,5 км к юго-западу от пос. Сеза. Вскрыто в трех скважинах. Глубина залегания кровли – от 20,2 до 50,0 м, в среднем – 36,8 м. Площадь залежи – 0,86 км². Мощность полезной толщи – от 2,7 до 5,8 м, в среднем – 4,0 м. Прогнозные ресурсы по категории P₂ – 2,9 млн т [54].

Сапропель. На территории листа из многочисленных месторождений сапропеля вынесены на карту только залежи с балансовыми запасами (всего 47 месторождений, из них пять средних и 42 малых) [174–176]. В озерных месторождениях Вологодской области преобладает сапропель карбонатного класса, на втором месте по количеству запасов стоит сапропель силикатного класса. Этот класс сапропеля может быть использован только как мелиорант для улучшения почв. На третьем месте стоит сапропель органо-силикатного класса, затем органический, а железистого класса встречается в меньшем количестве.

Наиболее крупным по площади является *месторождение Перешное* (VI-3-19), расположенное в 42 км северо-восточнее г. Кириллов. Мощность сапропеля максимальная – 1,9 м, средняя – 1,0 м. Общие запасы сапропелей – 3917 тыс. т, балансовые – 636 тыс. т, преобладают сапропели органо-силикатного и силикатного классов.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Основные задачи использования подземных вод на территории листа – обеспечение водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий.

Питьевые пресные воды. На территории листа разведано 27 промышленных месторождений пресных питьевых вод, с запасами утвержденными ГКЗ или ТКЗ, из них Пермиловское, уч. Верховинский 2, 1 (I-5-4,5), уч. Корбатинский 2, 1 (I-5-7,9), Мирнинское (II-5-7), Дениславское, уч. Южнодениславский (III-5-4), – средние, остальные – малые [82]. Эксплуатируются 14 месторождений, восемь – в Архангельской области и шесть в Вологодской. Наиболее перспективными для хозяйственно-питьевого водоснабжения на территории листа являются верхнедевонский, ниже-среднекаменноугольный, средне-верхнекаменноугольный, ниже- и среднепермский и четвертичный водоносные комплексы.

На малых месторождениях Саминское (IV-1-7) [47], Андомское (V-1-3) и Нововытегорское, уч. Северо-Восточный (V-1-13) и уч. Заречный (V-1-14) водовмещающими породами являются пески и песчаники с прослоями алевролитов и мергели верхнего девона [56]. Состав вод – гидрокарбонатный магниевое-натриево-кальциевый, минерализация воды 0,3–0,6 г/дм³. Месторождения не эксплуатируются.

С породами средне-верхнекаменноугольного водоносного комплекса связаны месторождения Пермиловское (I-5-3, 4, 5, 7, 9) [58], Западноплесецкое (II-5-9) [47], Североонежское (III-4-12) [54], Няндомское (IV-4-1); (IV-5-3) [47], Александровское (V-2-6) [47], Савинское (II-5-3, 5), Дениславское (III-5-1, 4).

Месторождение Пермиловское, расположенное в 110 км южнее г. Архангельск, в среднем течении р. Ваймуга, 5–9 км западнее пос. Самодед, состоит из участков Верховинский 2, 1 (I-5-4, 5), Корбатинский 2, 1 (I-5-7, 9), и Шелмозерский (I-5-3) [58].

Водовмещающими породами являются известняки, доломиты, пески и песчаники среднего–верхнего карбона. Состав вод гидрокарбонатный магниевое-кальциевый, минерализация воды 0,7 г/дм³. Уч. Корбатинский 2 эксплуатируется ОАО «Пермиловские воды», уч. Корбатинский 1 – ОАО «РЖД». Общие запасы подземных вод месторождения Пермиловское, утвержденные ТКЗ (протокол № 2 от 17.12.2014 г.) составляют по категории В – 1,181 тыс. м³/сут, по категории С₂ – 455,189 тыс. м³/сут. Запасы по уч. Корбатинский 1 составляют по категории В – 1,711 тыс. м³/сут, по категории С₂ – 91,289 тыс. м³/сут, по уч. Корбатинский 2 – по категории В – 0,1 тыс. м³/сут, по категории С₂ – 105,9 тыс. м³/сут, по уч. Верховинский 1 – по категории С₂ – 199 тыс. м³/сут, по уч. Верховинский 2 – по категории С₂ – 40 тыс. м³/сут, по уч. Шелмозерский – по категории С₂ – 19 тыс. м³/сут.

На *месторождении Мирнинское* (II-5-7) водовмещающими породами являются известняки верхнего карбона и нижней перми. Оно расположено на северо-восточной окраине г. Мирный, состоит из двух участков: Северного и Южного [82]. На участке Северный (скважины 1 и 5) водовмещающими

породами являются известняки верхнего карбона и нижней перми на глубине 24–80 м. Состав вод сульфатно-гидрокарбонатный магниевно-натриево-кальциевый, минерализация воды 0,6–074 г/дм³. На уч. Южный, расположенном в 0,3–1,6 км к юго-востоку от г. Мирный (скважины 3, 4а, 6, 7, 8), водовмещающими породами являются известняки верхнего карбона. Состав вод гидрокарбонатный магниевно-кальциевый, минерализация воды 0,5 г/дм³. Месторождение эксплуатируется Муниципальным унитарным предприятием «ЖЭУ г. Мирный». Запасы подземных вод, утвержденные ТКЗ (протокол № 103 от 27.08.2004 г.) составляют по категории А – 46,28 тыс. м³/сут, по категории С₁ – 5,62 тыс. м³/сут.

С сакмарским водоносным горизонтом нижней перми связано малое месторождение Большое Квандозерское (II-6-1) [82], расположенное в Плесецком районе Архангельской области, в 80 км к востоку от г. Мирный. Месторождение состоит из двух участков – площадка 176 и площадка 163/1. Минерализация воды – 3,1 г/дм³. Запасы хозяйственно-питьевых вод, утвержденные ГКЗ по категории С₁, составляют 0,7 тыс. м³/сут (протокол № 4919-М от 1.02.2017 г.).

С известняками средне-верхнепермского водоносного комплекса связаны малые месторождения Коношское (V-5-2) [61], Вожегодское (VI-5-6), Пундугское (VI-5-8), Сямженское (уч. Горка) (VI-6-9) [65]. Эксплуатируются Вожегодское, Пундугское и Сямженское месторождения.

Месторождение Вожегодское (VI-5-6) состоит из семи участков, расположенных в пос. Вожега и у ж.-д. ст. Вожега (уч. Вожегодский-5). Водовмещающими породами являются известняки казанского яруса средней перми. Состав вод гидрокарбонатный магниевно-кальциевый, минерализация воды 0,5 г/дм³. Запасы подземных вод, утвержденные ТКЗ (протокол № 2 от 17.12.2014 г.) составляют по категории С₁ – 3,2 тыс. м³/сут. Месторождение эксплуатируется ООО «Вожегодское коммунальное хозяйство», за исключением участков Вожегодский-4, эксплуатируемого ОАО «Сухонский молочный комбинат», и Вожегодский-5, который эксплуатируется ОАО «РЖД».

С четвертичным водоносным комплексом связано *месторождение Онежское (I-3-4)* [47], расположенное в 3 км к юго-востоку от г. Онега. Водовмещающими породами являются пески с включением гравия и гальки. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый, сульфатный кальциево-магниевый, минерализация воды – 0,2 г/дм³. Запасы подземных вод, утвержденные ТКЗ (протокол № 35 от 13.08.2001 г.) составляют по категории А – 1,87 тыс. м³/сут, В – 1,41 м³/сут, С₁ – 1,14 тыс. м³/сут. Месторождение эксплуатируется.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

При составлении карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых (КЗПИ) использована карта полезных ископаемых листов Р-35)-37 – Петрозаводск Госгеолкарты-1000/2, с учетом материалов по минерагении смежных листов Q-(35),36; Q-37, Р-(35),36; Р-38, О-(35),36 и О-37 Госгеолкарты-1000/3, составлявшихся, подготовленных к изданию или изданных в 2009–2017 гг. [42–46]. Вопросы региональной минерагении также подробно рассмотрены во многих публикациях [5–7, 21, 32, 41, 47, 88, 91, 99, 120, 177, 186, 232, 258].

В площадь листа Р-37 – Плесецк входят докембрийские образования восточного склона Балтийского щита и западная часть Русской плиты, сложенная палеозойскими осадками Мезенской и Московской синеклиз и, соответственно, выделяются фрагменты двух минерагенических провинций – Русской плиты и Карело-Кольской. Провинция Русской плиты, охватывающая две трети листа, подразделяется на две субпровинции: Мезенскую и Московскую. Карело-Кольская провинция представлена частями двух субпровинций: Карельской и Беломорской, последняя из которых в пределах листа занимает весьма ограниченную площадь.

На картах отражены объекты полезных ископаемых как с учтенными, так и авторскими запасами и имеющимися прогнозными ресурсами всех категорий. На КПИ и КЗПИ как месторождения показаны объекты, имеющие подсчитанные запасы, начиная с категории C_2 и выше. Подавляющее большинство перспективных площадей с ресурсами категории P_3 , зафиксированных в графических материалах комплекта, выделено в процессе предшествующих работ: ГДП-200 с дальнейшей подготовкой листов к изданию [51–56], а также по результатам прогнозно-минерагенических исследований [91, 99, 123, 124, 212]. Для всех этих подразделений выполнена количественная прогнозная оценка ведущих полезных ископаемых по категории P_3 , составлены паспорта перспективных объектов различными авторами в разные годы. Использован также программно-технологический комплекс, разработанный ВСЕГЕИ и обеспечивающий учет и мониторинг участков недр с оцененным металлогеническим потенциалом (МП) и прогнозными ресурсами (ПР) категории P_3 .

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА

Формирование полезных ископаемых происходило в течение нескольких минерагенических эпох: позднеархейской, раннепротерозойской, позднепротерозойской (вендской) и палеозойской, соответствующих одноименным тектоническим этапам. Под минерагенической эпохой понимается длительный возрастной интервал развития, в ходе которого формируется закономерный ряд эндогенных и экзогенных полезных ископаемых.

В позднеархейскую минерагеническую эпоху (3,05–2,5 млрд лет) были сформированы месторождения и рудопроявления никеля, кобальта и меди, а также рудопроявления и пункты минерализации железа, хрома, серного колчедана, асбеста, талька. Эти рудные объекты, связанные с процессами ультраосновного и основного магматизма, а также широко проявленного метасоматоза, локализованы в архейских зеленокаменных поясах и в их непосредственном обрамлении. В некоторых минерагенических зонах (МЗ) проявлены как позднеархейские, так и раннепротерозойские эндогенные процессы.

Раннепротерозойская минерагеническая эпоха (2,5–1,65 млрд лет) подразделяется на несколько этапов. В раннем протерозое региональная минерагеническая зональность отражает существование Карельского протократона и обрамляющих его подвижных поясов (с юго-запада – Свекофеннской тектонической областью, с северо-востока – Беломорской тектонической областью). Внутри Карельского протократона зональность определяется наличием интра- и перикратонных протерозойских прогибов, а также характером их сочленения (конформным или дисконформным) с архейскими зеленокаменными трогами.

В ранний этап (2,5–2,4 млрд лет) закладывались сумийско-сариолийские приразломные прогибы, трансформные разломы, развитие которых сопровождалось внедрением даек и расслоенных интрузий основного–ультраосновного состава. С этими интрузиями связаны крупные месторождения хрома, никеля, магния; проявления хрома, золота, платины и платиноидов.

В ятулийский этап (2,3–2,1 млрд лет) происходит главным образом накопление сингенетических концентраций меди и золота в вулканогенных и терригенных образованиях. На территории листа Р-37 этот этап проявлен ограниченно. Все проявления меди, золота и урана, приуроченные к онежской серии ятулия, известны на смежном листе Р-36. В кожозерской свите локализованы только пункты минерализации золота. Более значительные концентрации золота и меди связаны с поздними наложенными гидротермально-метасоматическими процессами.

В свекофеннский 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 (терригенные, карбонатно-вулканогенные, черносланцевые и другие породы). Полифациальный региональный метаморфизм свекофеннского возраста и связанный с ним метасоматоз оказали существенное влияние на регенерацию, перекристаллизацию и формирование новых гидротермально-метасоматических типов руд. Золо-

торудные объекты в протерозойских структурах локализуются в зонах складчато-разрывных дислокаций, сдвиговых зонах, в метасоматитах альбитит-березитового ряда, представлены золотосульфидной и золото-кварцевой формациями.

Позднепротерозойская (вендская) минерагеническая эпоха (650–550 млн лет) характеризуется плитным этапом развития территории с наступлением вендской морской трансгрессии. Золотоносные конгломераты развиты в северо-восточной части синклиория Ветреный Пояс в зоне Северного межблокового глубинного разлома, разделяющего Карельский и Беломорский блоки фундамента. С позднепротерозойской (вендской) минерагенической эпохой связаны проявления экзогенного золота в базальных конгломератах венда и погребенные россыпи золота и платиноидов, а также минералы-спутники алмазов и единичные находки алмазов. Формирование палеороссыпей происходило в условия дельтовых и прибрежно-морских фаций за счет сноса материала дезинтегрированных частей доверхневендских золоторудных рудных тел, а также кор выветривания по ним.

Минерагения палеозойской эпохи с характерным для нее комплексом месторождений и проявлений рудной минерализации обусловлена стратиформными рудными объектами, главным образом, распространением бокситоносных отложений в бортах палеодолин и на склонах палеовозвышенностей. С явлениями палеозойской активизации связано образование потенциально алмазоносных эруптивных брекчий, диатрем и кимберлитовых трубок на смежных листах.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При генерализации фактического материала в масштабе 1 : 1 000 000 отчетливо проявляются и фиксируются на карте такие важные региональные минерагенические закономерности как сочетание литологических, структурных и метасоматических факторов рудоносности, соответствие метаморфической и минерагенической зональности, линейное простирание минерагенических зон, локализация рудных узлов в местах пересечения разновозрастных флюидно-проницаемых зон.

В границах субпровинций выделяются три минерагенические зоны (МЗ), два потенциальных рудных района (ПРР) и восемь рудных (РУ) или потенциальных рудных узлов (ПРУ). По своему масштабу зоны примерно соответствуют главным региональным структурам, определяющим геологическое строение территории (архейские зеленокаменные пояса, системы раннепротерозойских синклинорных прогибов, зоны сочленения Карельского массива и т. д.). Они разделены по возрасту на архейско-протерозойские, протерозойские и палеозойские.

Минерагенические зоны ограничивают территории, в пределах которых комплексно проявлены региональные факторы рудоносности. Основными из них для минерагенической провинции Балтийского щита являются:

– наличие минерагенических специализированных комплексов (осадочных, вулканогенных, интрузивных), служащих источником рудного вещества;

- наличие проницаемых структурных зон, служащих подводными каналами для расплавов и/или флюидов;
- наличие рудоносных метасоматитов определенной серийной принадлежности (схематическая карта метаморфизма и метасоматоза);
- полихронность рудообразования (перераспределение архейских рудных концентраций).

Минерагенические зоны с учетом специфических особенностей каждой субпровинции разделены по возрасту на архейско-протерозойские, раннепротерозойские, позднепротерозойско-палеозойские и палеозойские. Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, данные о прогнозируемых объектах полезных ископаемых и их прогнозных ресурсах приведены в прил. 3, 4.

КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ

Карело-Кольская минерагеническая провинция на территории листа состоит из двух субпровинций – Карельской и Беломорской. Главными рудоконцентрирующими структурами Карельской субпровинции являются архейские зеленокаменные пояса и раннепротерозойские осадочно-вулканогенные прогибы. Разделяющие их блоки архейского фундамента, сложенные комплексом пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава, являются практически безрудными. Усложнение строения разрезов этих структур, полнота самих разрезов, чешуйчато-покровный стиль тектоники с развитием зон складчато-разрывных дислокаций способствует увеличению степени рудоносности.

Беломорская минерагеническая субпровинция занимает на территории листа незначительную площадь в его северо-западной части.

Беломорская субпровинция

На площади листа образования субпровинции распространены вдоль южного побережья Белого моря в районе Вирандозеро – г. Онега в полосе длиной 100 км и шириной 50–70 км. Характерная для беломорид минерагеническая специализация здесь не проявлена, присутствуют месторождения строительных материалов.

Карельская субпровинция

Полихронные минерагенические зоны, рудные районы и узлы архейско-протерозойского возраста

Восточно-Карельская потенциальная хром-никель-золоторудная минерагеническая зона (1 Au, Ni, Cr/AR₂-PR₁) расположена в Восточной Карелии и включает в себя центральную и юго-восточную части Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса (ЗКП), Киричский ЗКП и юго-западную часть протерозойского приразломного вулканогенного прогиба Ветреного Пояса. Зона прослеживается с северо-запада на юго-восток на 210 км при ширине от 50–70 км. Она имеет гетерогенное строение, сложена полимодаль-

ным комплексом вулканогенных пород от метакоматиитов до метариолитов с прослоями метатуфогенных, метатерригенных пород, включая углеродистые сланцы. Широко проявлены «внутренние» интрузии преимущественно базит-гипербазитового, и, в меньшей степени, среднего и кислого составов.

В этом районе чрезвычайно затруднено расчленение процессов рудообразования по возрасту. Подавляющая часть рудных объектов приурочена к архейским вулканогенно-осадочным породам и интрузиям каменноозерского базит-гипербазитового комплекса, однако многочисленные примеры метасоматического перераспределения руд указывают на их полихронное происхождение [105, 243]. Наиболее перспективной является не вся площадь зеленокаменных структур, а только их краевые части, в пределах которых интенсивно проявлены хром-никеленосные интрузии и рудоносные метасоматиты. Основные перспективы Восточно-Карельской минерагенической зоны связываются с возможностью открытия промышленных месторождений золота в метасоматитах березит-лиственитовой ассоциации.

Большинство рудных объектов рассматриваемой МЗ приурочены к *Сумозерско-Каменноозерскому медно-никелево-золоторудному потенциальному району (1.1 Au, Ni, Cu)*. Эта минерагеническая структура по своим размерам и количеству разнообразных проявлений рудной минерализации на территории листа занимает одно из ведущих мест.

В Сумозерско-Каменноозерском рудном районе выделяется система шовных структур, развитых вдоль разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного направлений. Широко распространены лопийские метавулканиды коматиит-базальтовой, андезит-базальт-толеитовой, базальт-андезит-дацитовой, андезит-дацитовой формаций. В шовных структурах и зеленокаменных прогибах развиты интрузии ультрабазитов, которые образуют интрузивные пояса, часто секущего положения к общему северо-западному простиранию зеленокаменного пояса.

Массивы сложены породами двух интрузивных фаз. Первая фаза представлена оливинитами и подчиненными перидотитами. Вторая фаза – дифференцированными дайками верлит-клинопироксенит-габбрового состава. Для локализации оруденения породы дайкового комплекса имеют большое значение.

На территории Сумозерско-Каменноозерского рудного района выявлен целый ряд проявлений, приуроченных к линейным структурам. Среди сульфидного оруденения района выделяются сингенетическая вкрапленная и эпигенетическая прожилково-вкрапленная, гнездовая, брекчиевидная и жильная минерализация. Эпигенетическое оруденение развито в измененных и катаклазированных верлитах и пироксенитах, в карбонатизированных, серпентинизированных, хлоритизированных перидотитах, в лиственитах кварц-хлорит карбонатного состава.

Для рудного района характерна контрастная рудная специализация. Она определяется сочетанием рудных концентраций Cr, Cu, Ni, Co и Au, а также асбеста и талька. В окончательном формировании руд большую роль сыграли раннепротерозойские метасоматические процессы. В Каменноозерской группе рудных объектов возможно приращение запасов Cu-Ni руд на флангах и более глубоких горизонтах. В пределах ПРР выделены Вожминский золото-

медно-никелевый узел (1.1.1 Ni,Cu,Au) и Кенозерский потенциальный золоторудный узел (1.1.2 Au).

Вожминский золото-медно-никелевый рудный узел (1.1.1 Ni,Cu,Au) охватывает Каменноозерскую зеленокаменную структуру и ее обрамление. Отличительной особенностью этой структуры является наличие специализированных на золото пород метаморфизованных коматиит-базальтовой, дацит-андезит-базальтовой и углеродисто-кремнистой формаций средне- и позднелопийского возраста (золотопорожская серия и киричская свита), а также многочисленных интрузий базит-гипербазитового каменноозерского комплекса позднелопийского возраста. Площадь узла составляет 257 км².

Для него характерна контрастная рудная специализация. Она определяется сочетанием Ni, Cu, Au, Co и Cr, а также асбеста и талька. Территория узла сложена полимодальным комплексом вулканогенных пород от метакоматиитов до метариолитов, с прослоями метатуфогенных, метатерригенных пород, включая углеродистые сланцы. Широко проявлены процессы средне- и низкотемпературного метасоматоза.

В пределах этого узла известны три месторождения медно-никелевых руд: Лебяжинское (II-1-12), Светлоозерское (II-1-17) и Восточно-Вожминское (II-1-2), связанных с массивами гипербазитов каменноозерского комплекса и Верхне-Вожминское месторождение меди и цинка, представленное сульфидными рудами по метаморфизованным туфам и вулканитам преимущественно кислого и среднего состава с наложенными зонами низкотемпературных метасоматитов. Для всех месторождений характерно сопутствующее золото в эпигенетических рудах с содержаниями 3,5–5 г/т. Повышенные содержания золота (0,1–0,2 г/т) отмечаются также в рудопроявлениях никеля, меди и кобальта: Золотопорожском (II-1-16), Кумбуксинском (II-1-10), Центрально-Вожминском (II-1-4), Лещевском (II-1-24).

Проявления золота золото-сульфидной и золото-лиственитовой формаций локализованы в средне-низкотемпературных метасоматитах по породам базит-гипербазитового комплекса, а также по метаморфизованным вулканитам основного и кислого состава и их туфам.

В пределах узла известно Золотопорожское проявление (II-1-19) золото-сульфидной формации с содержанием золота 1–2 г/т. Повышенная золотоносность отмечается также в пяти проявлениях никеля, изученных в Вожминском ПРУ.

Расчет прогнозных ресурсов золота Вожминского золото-медно-никелевого узла

Повышенная золотоносность отмечается также в трех месторождениях и пяти проявлениях никеля, изученных в Вожминском РУ. Эти данные позволяют оценить прогнозные ресурсы сопутствующего золота категории Р₃ методом аналогии. В качестве аналога может быть выбран Печенгский рудный узел, где в медно-никелевых месторождениях Ждановское, Заполярное, Спутник, Верхнее и Быстринское известны запасы золота, учтенные Государственным балансом в размере 16,2 т категории С₂ при содержаниях 1–5 г/т. Площадь Печенгского РУ составляет 138 км².

Площадная удельная продуктивность эталона (g) рассчитывалась через сумму запасов золота, включая погашенные, по формуле:

$$g = M_1/S_1,$$

где g – площадная удельная продуктивность эталона; M_1 – сумма запасов золота эталонного объекта в т; S_1 – площадь эталонного объекта в км²;

Продуктивность Печенгского РУ составит:

$$16,2 \text{ т} : 138 \text{ км}^2 = 0,17 \text{ т на } 1 \text{ км}^2.$$

Прогнозные ресурсы Вожминского рудного узла (M_2) определялись через значение его площади (S_2 – 257 км²) и удельной продуктивности эталона по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где K – коэффициент подобия (понижающий коэффициент) принят 0,5, так как эталонный объект имеет разный возраст с Вожминским РУ и принимая во внимание возможность добычи попутного золота из Вожминских месторождений только при условии их комплексной разработки.

Прогнозные ресурсы золота категории P_3 Вожминского РУ составят:

$$0,17 \times 257 = 43,69 \times 0,5 = 21,8 \text{ т}.$$

В *Кенозерском потенциальном золоторудном узле* (1.1.2 Au) определяющим рудным элементом является золото при подчиненном распространении никеля, цинка и хрома. Кенозерский узел имеет северо-восточную ориентировку и прослеживается от оз. Кенозеро на юго-западе до бассейна р. Токша на северо-востоке. Площадь узла составляет 450 км². Потенциальный рудный узел приурочен к одноименной архейской зеленокаменной структуре протяженностью до 60 км, которая располагается на юго-восточном фланге Сумозерско-Кенозерского ЗКП. В ее осевой части находится зона продольного глубинного разлома, сопровождаемая опережающими субпараллельными разрывами. В южной части Кенозерская структура перекрыта осадочными отложениями венда.

Для площади узла характерен осадочно-вулканогенный характер разреза, представленный среднелопийской толщей метавулканитов базальт-андезит-дацитового состава с покровами коматиитов с участием метатерригенных углеродсодержащих осадочных пород. Структура осложнена протяженными зонами расланцевания, к которым приурочены метасоматиты березит-лиственитового типа. Они развиты как по зеленосланцевому комплексу, так и по прорывающим его базит-ультрабазитовым интрузиям. Протяженность зон метасоматоза составляет 3–9 км при ширине до 200–400 м. Участки полнопроявленных метасоматитов (>75 % новообразованных минералов) сопровождаются интенсивными процессами карбонатизации, окварцевания и сульфидизации по вмещающим породам. Рудопроявления золота золото-сульфидной, золото-кварцевой и листвениитовой формаций локализованы в средне-низкотемпературных метасоматитах по породам каменноозерского базит-гипербазитового комплекса, а также по метаморфизованным вулкани-там основного и кислого состава и их туфам.

Прямым поисковым признаком является наличие проявлений и пунктов минерализации золота.

Кенозерское золоторудное поле площадью 40 км² охватывает южную часть одноименной зеленокаменной структуры, его протяженность 18 км при ширине 2–8 км. В пределах рудного поля в зонах рассланцевания и гидротермально-метасоматических изменений березит-лиственитового профиля протяженностью 3–9 км и шириной до 200–400 м установлено пять проявлений золота с максимальными содержаниями по отдельным пробам от 0,5 до 3 г/т. Мощность минерализованных зон варьирует от первых метров до 30–40 м при средних содержаниях на зону до 1–3 г/т.

Волошовское золоторудное поле имеет площадь 30 км². Здесь установлено два рудопроявления золота – Вешкозерское (Ш-3-26) и Нижне-Волошовское (Ш-3-30) и пять пунктов минерализации золота, связанных с золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациями. Оба рудопроявления относятся к золото-кварцевой формации с содержанием золота 0,1–1,2 г/т (до 4 г/т), платины 0,1–0,84 г/т, палладия 0,1–1,92 г/т. Они приурочены к метасоматитам по габброидам тектонизированной (рассланцованной) зоны экзоконтакта Северо-Волошовского гипербазитового массива.

Кроме того, повышенные содержания золота и платины здесь установлены при изучении сульфидных медно-никелевых руд рудопроявлений Волошовское I, II, III (Ш-3-27, 29). По результатам пробирного анализа керновых проб сульфидных медно-никелевых руд (было изучено только несколько десятков проб) здесь установлен ряд сечений мощностью от 0,2–0,5 до 4–14 м с содержанием золота 0,1–1,2 г/т, платины 0,1–0,84 г/т, палладия 0,1–1,92 г/т [53].

В северной части Кенозерского ПРУ известны рудопроявления Выдрино (Ш-3-14) и Кипозерское (Ш-3-18) золото-сульфидно-кварцевой формации с содержаниями 0,2–0,7 г/т на стволовую мощность от 2 до 5 м, а также пункты минерализации золота Северное (Ш-3-17) и Надвиговое (Ш-3-11) [246].

В пределах Кенозерского ПРУ известно большое количество точечных вторичных геохимических аномалий золота в рыхлых отложениях и рудные валуны с содержаниями 0,1–1,0 г/т, а также рудопроявления меди, цинка и серного колчедана, сопровождающиеся повышенными содержаниями золота. Юго-восточная часть рудного узла находится в пределах Кенозерского национального парка федерального значения, площадь которого на территории рудного узла составляет 110 км².

Расчет прогнозных ресурсов золота Кенозерского потенциального золоторудного узла

Эталонными месторождениями золота выбраны рудные поля и рудные узлы зеленокаменного пояса Илломанси (Вард, Пампала и др.) (Балтийский щит). Для оценки уточненных ресурсов золота категории Р₃ использованы данные по месторождению Пампало (Юго-Восточная Финляндия). Этот рудный объект выбран в качестве эталонного месторождения, так как он расположен в аналогичном по своему строению лопийском зеленокаменном поясе Хатту-Иломанси, близким по строению к Сумозерско-Кенозерскому зеленокаменному поясу. Рудный узел Пампало включает одноименное промышлен-

ное разрабатываемое месторождение золото-сульфидно-кварцевого типа и девять проявлений золота (Пуrola, Винивара, Паасвара, Хоско и др.) с запасами золота 6,5 т при содержаниях 3–6,7 г/т. Площадь эталонного рудного узла составляет 45 км².

По составу вмещающих пород, характеру магматизма, метаморфизма и метасоматоза рассматриваемые зеленокаменные пояса близки между собой.

Расчет прогнозных ресурсов категории Р₃ проводится с использованием минимальной продуктивности, рекомендуемой ЦНИГРИ (2002 г.) для расчета прогнозных ресурсов рудных узлов вулcano-плутонических комплексов по формуле:

$$P_3 = S \times p \times K,$$

где Р₃ – прогнозные ресурсы категории Р₃, S – площадь узла 450 км²; K – коэффициент подобия – 0,3; p – удельная продуктивность 0,2–0,8 т/км², минимальная 0,2 т/км².

Количество прогнозных ресурсов категории Р₃ составляет:

$$450 \text{ км}^2 \times 0,2 \text{ т/км}^2 \times 0,3 = 27 \text{ т.}$$

Минерагенические зоны, рудные районы и узлы протерозойского возраста

Центрально-Карельская уран-молибден-золоторудная минерагеническая зона (2 Au, Mo, U/PR₁) расположена частично в западной части листа, где максимально развиты структуры карелид северо-западного простиранья. Длина ее на территории листов Р-36 и Р-37 составляет 300 км при ширине 35–100 км. Зона является ярким примером контрастного сочетания магматогенного (хромитовые руды Аганозерского массива) и метасоматического (Ni-Mg в кемиститах Бураковского массива) оруденения.

В состав зоны входит *Бураковский благороднометалльно-магниево-никелево-хромовый рудный узел* (2.0.1 Cr, Ni, Mg, Au, Pt). На территории листа Р-37 этот таксон имеет важнейшее минерагеническое значение, поэтому в данной главе ему уделено наибольшее внимание. Площадь узла составляет 492 км². Здесь локализованы крупное месторождение хрома Аганозерское (Ш-1-5), крупное одноименное месторождение силикатных никель-магневых руд, среднее комплексное месторождение Шалозерское (Ш-1-14) (хром, платина, никель, золото), рудопроявления платиноидов и золота. Запасы хромитов, а также благородных металлов по Шалозерскому месторождению учитываются Государственным балансом.

В 2005 г. Карельская геологическая экспедиция завершила прогнозно-поисковые работы в пределах Бураковского массива и его обрамления [213]. В 2006 г. ЗАО «Норит К» окончило поисковые работы в северной части Шалозерского и Аганозерского блоков массива и провело оценку прогнозных ресурсов платиноидов и золота [257]. Ниже приводятся результаты этой оценки.

Бураковский РУ представлен раннепротерозойским сумийским Бураковско-Аганозерским массивом, расположенным в юго-восточной части Балтий-

ского щита в пределах Водлозерского блока. Массив имеет в плане форму изогнутого овала, вытянутого в северо-восточном направлении на 50 км при ширине от 5 до 16 км. По своему строению и характеру расслоенности массив является типичным представителем расслоенных интрузий, а по составу слагающих его пород относится к дунит-пироксенит-габбро-норитовой формации с минерагенической специализацией на хром, металлы платиновой группы, золото, титан, ванадий и силикатный никель. Возраст интрузии $2449 \pm 1,1$ млн лет, что соответствует сумийскому надгоризонту нижнего протерозоя.

По морфологии массив представляет собой лополит с падением контактов к центру под углом от 35 до 75° . Контакты с вмещающими породами часто тектонизированы, сорваны, что объясняет в ряде случаев отсутствие эндоконтактовых пород краевой серии. По системе субширотных и субмеридиональных разломов массив разделяется на три блока (с севера на юг): Аганозерский, Шалозерский и Бураковский. Первый имеет форму сплюсненной воронки. В его строении ведущую роль играют ультраосновные породы, занимающие около 70 % площади. Основные породы слагают небольшую (около 20 км^2) синформу меридионального направления. Глубина залегания подошвы (с подводящим каналом) на Аганозерском блоке максимальная и оценивается более чем в 6,5 км. Шалозерский и Бураковский блоки имеют сходное строение. В поперечном разрезе данные блоки представляют собой корытообразные структуры с крутыми склонами и пологим профилем подошвы. Глубина залегания последней составляет на Бураковском блоке 5–6 км, на Шалозерском – 3–5 км.

В строении интрузии выделяются Расслоенная и Краевая серии. Первая имеет автономную внутреннюю структуру. Залегание слагающих ее пород конформно внутри интрузива и дискордантно к плоскости контакта массива с вмещающими породами «рамы» и полосчатости Краевой серии. Вторая является производной взаимодействия расплава с окружающей средой и выделяется характерным только для нее внутренним строением и составом слагающих ее пород (обратное направление расслоенности, изменения основности, магнезиальности, железистости пород и др.). На современном эрозионном срезе в Краевой серии наблюдается только боковая краевая зона.

Внутреннее строение разреза расслоенной серии характеризуется высокой степенью макро- и микрорасслоенности. В ее вертикальном разрезе выделяются пять зон, породы которых различаются наборами кумулятивных парагенезисов и кумулятивных фаз (снизу вверх): перидотитовая зона, пироксенитовая зона, габброноритовая зона, зона пижонитовых габброноритов, зона феррогабброноритов.

Важным элементом в строении массива являются маркирующие горизонты, имеющие площадное развитие. Они представлены Главным хромитовым горизонтом (ГХГ) в подошве пироксенитовой зоны (прослежен по простиранию на 36 км) и горизонтом перидотитов (протяженность свыше 52 км), залегающим в основании габброноритовой зоны, мощностью от первых метров на Аганозерском блоке и до 260 м на Бураковском.

Установлено два типа платинометалльного оруденения: малосульфидное сингенетическое и платиносульфидное эпигенетическое. Малосульфидное

сингенетическое платинометалльное оруденение в разрезе расслоенной серии имеет достаточно четкие границы своего размещения. Все известные к настоящему времени месторождения, перспективные проявления и пункты минерализации МПГ находятся в пределах участка разреза, ограниченного подошвой пироксенитовой зоны и нижней частью (не более 150 м) зоны пижонитовых габброноритов и неизвестны за его пределами, за исключением пунктов минерализации на контакте массива с вмещающими породами и пунктов минерализации, приуроченных к позднемагматическим дайкам основного–ультраосновного состава.

В пределах рудоперспективной части разреза платинометалльная минерализация локализована на его определенных уровнях: в нижней части пироксенитовой зоны (Платинометалльный горизонт «А»), в кровле полосчатой и верхней подзон габброноритовой зоны (минерализованные зоны с линзами малосульфидного платинометалльного оруденения), в нижней части зоны пижонитовых габброноритов (аномальная золото-платинометалльная зона «В»). Повышенные концентрации МПГ приурочены также к горизонтам хромитовых руд. К наиболее перспективным для выявления промышленных платиноидных объектов относится Платинометалльный горизонт «А» и минерализованные зоны. Содержание сульфидов в них составляет 1–3 %, участками достигает 5–8 %. Они представлены халькопиритом, пирротинном, пентландитом и пиритом. Содержание МПГ в рудоносных горизонтах и зонах варьирует от 0,1 до 12,16 г/т.

Выделенные рудоперспективные зоны и горизонт «А» имеют площадное развитие и контролируются соответствующими стратиграфическими уровнями разреза расслоенной серии. Практически на всей площади развития платинометалльного горизонта «А» в его составе устойчиво выделяется участок с содержанием платиноидов $>0,5$ г/т. При бортовом содержании МПГ 1,0 г/т выделяются рудные тела линзовидной формы в юго-западной части Аганозерской синформы и пластообразная залежь в восточной части Шалозерского блока. Мощность рудного горизонта при этом колеблется от 0,35–19,9 м (борт 0,5 г/т) и от 0,35 до 3,13 м (борт 1,0 г/т). Особенностью минерализованных зон является их пестрый петрографический состав, наличие малосульфидной (1–3 %) минерализации и аномальных концентрации МПГ (до 1,97 г/т). Мощность минерализованных зон составляет: в кровле – 88 м на Аганозерском блоке и 8,3 м на Шалозерском. В пределах зон выделяется до семи рудных горизонтов с невыдержанной мощностью (0,1–6,2 м) и содержанием МПГ от 0,14–1,97 г/т (среднее – 0,63–0,87 г/т). Рудоперспективная толща протягивается по всей периферии Шалозерского блока.

Платиноносность горизонтов хромовых руд изучена с различной детальностью. Наиболее изучен Главный хромитовый горизонт Аганозерского и Шалозерского месторождений хромовых руд. В его пределах содержание МПГ достигает 2,84 г/т (среднее – 0,12–0,17 г/т). Промышленные концентрации (12,16 г/т) МПГ, приуроченные к его кровле, относятся к платинометалльному горизонту «А». Платинометалльная минерализация представлена сульфидами тугоплавких платиноидов. Повышенные значения МПГ локализованы в кровле рудного горизонта, реже – в его центральных частях.

Прогнозные ресурсы МПГ и золота Бураковско-Аганозерской интрузии

Зона, горизонт	Участок, площадь	Прогнозные ресурсы				Средневзвешенное содержание полезных компонентов, г/т		
		категория	Pt + Pd	Au	Pt + Pd + Au	Pt + Pd	Au	Pt + Pd + Au
Платинометалльный горизонт «А»	Аганозерский блок	P ₁	10,57	1,38	11,95	0,74–1,65	0,15–0,18	0,98–1,83
		P ₂	4,17	16,5	4,59	1,49	0,15	1,69
		P ₁ + P ₂	14,74	17,9	16,54	1,51	0,17	1,68
		P ₃	38,03	4,15	42,18	1,56	0,17	1,73
	Всего по Аганозерскому блоку	P ₁ + P ₂ + P ₃	52,77	22,03	58,72			
	Шалозерский блок							
	Северный и Центральный участки	P ₁	59,6	4,1	63,7	1,40	0,1	1,5
	Кукручей	P ₁	11,0	0,7	11,7	1,37	0,09	1,46
		Всего P ₁	70,6	4,8	75,4	1,39	0,09	1,48
	Западный	P ₃	34,1	3,8	37,9	1,42	0,16	1,58
	Итого по интрузии в целом	P ₁	81,17	6,18	87,35	1,40	0,11	1,51
		P ₂	4,17	16,5	4,59	1,49	0,15	1,69
		P ₁ + P ₂	85,34	26,68	91,94	1,41	0,11	1,52
		P ₃	72,13	7,95	80,08	1,49	0,17	1,66
P ₁ + P ₂ + P ₃		157,47	30,63	175,02				

Эпигенетический тип платинометалльной минерализации связан с перераспределением собственно магматической минерализации под воздействием широкого развития тектогенеза и гидротермально-метасоматических процессов. Проявления и пункты минерализации этого типа приурочены к метасоматически измененным породам массива в зонах тектонических нарушений и экзоконтактовых зонах даек плаггиомикроклиновых гранитов рагнозерского комплекса. Уровень концентрации МПГ весьма различен и колеблется от 0,1 до 5,2 г/т при мощности от 0,1 до 9,0 м. Платинометалльная минерализация локализована в пироксен-плаггиоклазовых, биотит-пироксен-плаггиоклазовых, биотит-пироксен-полевошпатовых метасоматитах по пироксенитам, в оталькованных и карбонатизированных, иногда тремолитизированных перидотитах ультраосновной зоны, реже – в измененных габброноритах. Породы, как правило, содержат незначительное количество (до 1–2 %) халькопирита, пирита, пирротина. Для ультраосновных пород, помимо сульфидов, характерно присутствие магнетита в виде гнездовой вкрапленности.

Ведущие рудные формации – хромит-платиновая и платиносодержащая хромитовая.

Эталонным рудным объектом является Бушвельдское месторождение (ЮАР). Результаты оценки прогнозных ресурсов приведены в табл. 5 [213, 257].

Центрально-Карельская МЗ имеет несомненно положительную прогнозную оценку. Ее перспективы обусловлены необходимостью дальнейшего изучения, расслоенного Бураковского массива с целью оконтуривания месторождений хрома и платины, возможностью выявления новых рудных объектов комплексных руд на флангах и более глубоких горизонтах.

Рудные районы и узлы вне минерагенических зон

Кожозерско-Нименьгский потенциальный платино-золоторудно-россыпной район (0.1 Au,Pt/PR₁;V) расположен восточнее Восточно-Карельской минерагенической зоны. Контуры района резко вытянуты в северо-западном направлении вдоль подножия Ветреного пояса от р. Нюхча на северо-западе до оз. Шардозеро на юго-востоке. В его состав входят Нименьгский (0.1.1 Au,Pt) потенциальный платино-золоторудно-россыпной узел (ППРУ) и Кожозерский потенциальный золоторудно-россыпной узел (0.1.2 Au).

Кожозерско-Нименьгский ПРП расположен в зоне Северного глубинного разлома, разделяющего Карельский и Беломорский геоблоки. В геологическом строении кристаллического фундамента принимают участие глубоко метаморфизованные породы беломорид, зеленосланцевые комплексы нижнего протерозоя структуры Ветреного пояса и терригенные (плитные) отложения верхнего венда с конгломератами в основании. Интрузивные образования представлены комплексом позднекарельских интрузий базит-гипербазитового состава: апоперидотитовыми серпентинитами, часто амфиболитизированными, крупными телами габбро, габбродолеритов, габбро-пегматитов. Северный глубинный разлом фиксируется мощной зоной смятия и гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, а также крупными зонами трансформных нарушений северо-восточного простирания, одна из ко-

торых контролирует в структурах платформенного этапа Кожозерский грабенообразный прогиб, выполненный отложениями венда. В пределах ПРУ установлены повышенные концентрации золота формации древних россыпей поздневендского возраста и золото-сульфидной формации в метасоматитах по нижнепротерозойским осадочно-вулканогенным образованиям и лопийскому гнейсовому комплексу Беломорского геоблока.

Нименьгский потенциальный платино-золоторудно-россыпной узел (0.1.1 Au,Pt) охватывает северо-восточную часть синклиория Ветреного Пояса в зоне сочленения его с Беломорским блоком. Площадь узла составляет 856 км². В геологическом строении района принимают участие зеленосланцевые комплексы людиковия, а также платформенные терригенные отложения верхнего венда с металлоносными конгломератами в основании. Особо следует отметить наличие здесь пикробазальтовой свиты Ветреного пояса и алеврито-глинистой углеродсодержащей (виленгская свита) формаций, специализированных на золото. Интрузивные образования представлены комплексом позднекарельских интрузий базит-гипербазитового состава: апоперидотитовыми серпентинитами, часто амфиболитизированными, крупными телами габбро, габбродолеритов, габбро-пегматитов.

Основой дизъюнктивной тектоники здесь являются Центральный и Северный глубинные разломы, фиксируемые мощными зонами смятия и гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, и крупные зоны трансформных нарушений северо-восточного простирания.

Характерным является чрезвычайно широкое развитие метасоматитов преимущественно березит-лиственитового ряда, развитых как вдоль Центрального и Северного глубинных разломов, так и в оперяющих их тектонических зонах. Минеральный состав этих пород довольно пестрый, зависящий как от состава исходных пород, так и характера наложенных гидротермальных процессов. Наиболее широко развиты минералы группы актинолит-тремолит, а также альбит, кварц, эпидот-клиноцоизит, сфен, биотит, карбонаты, пирит, тальк, хлорит, магнетит, апатит и др. Для метасоматитов сходного состава северо-западнее ПРПУ установлен возраст 1901 ± 19 млн лет (SHRIMP-II, ФГБУ «ВСЕГЕИ»).

Базальные конгломераты, гравелиты и песчаники верхнего венда, а также протерозойские вулканы Ветреного пояса могут рассматриваться в качестве потенциальной россыпеобразующей формации. Отмечается зараженность золотом аллювия участков речных долин, приуроченных непосредственно к кряжу Ветреный Пояс, где водотоки размывают коренные породы, часто выходящие на поверхность. Общая протяженность наиболее приподнятой части кряжа составляет около 40 км (бассейны рек Кушрека, Малошуйка и др.). Район характеризуется отчетливо выраженной зональностью рельефа с развитием контрастных уступов на границах геоморфологических зон.

В 2007–2010 гг. ОАО «Онегазолото» были проведены поисково-оценочные работы в северной части Кожозерско-Нименьгского ПРП, в результате которых были выявлены погребенные вендские россыпи проявлений Прибортовое (I-1-3) и Речное (I-1-7). Установленные в них содержания золота варьируют от 4,1 до 9,1 г/м³ при мощности потенциально золотоносных

пластов 10 м. Ниже приводится расчет прогнозных ресурсов категории P_3 , выполненный ОАО «Онегазолото» в 2010 г. методом прямого расчета [246].

При оценке ресурсов древних россыпей как основные факторы учитывались площади развития потенциально золото-платинометалльных конгломератов и параметры оруденения, полученные на эталонных проявлениях Речное и Прибортовое, изученных с детальностью отвечающей категориям P_1 и P_2 . Общая протяженность полосы развития потенциально рудоносной нижней толщи редкинского горизонта венда, развитой вдоль Северного разлома, составляет около 65 км при ширине от 0,5 до 4 км, в среднем 2 км. Изученная часть этой полосы – 15 км, что не превышает 30 % от общей ее протяженности.

Расчет прогнозных ресурсов золота Нименьгского потенциального платино-золоторудно-россыпного узла

Результаты оценки запасов и прогнозных ресурсов золота и платины по Нименьгской поисковой площади приведены в табл. 6 [246].

Таблица 6

Запасы категории C_2 и прогнозные ресурсы категорий P_1 , P_2 и P_3 условного металла, золота и платины в погребенных россыпях венда

Объекты оценки	Категория запасов и ресурсов	Запасы и ресурсы полезных компонентов (благородные металлы)		
		Условный металл (золото + платина), т	В том числе	
			Золото, т	Платина, т
Рудопоявление Речное	C_2	2,6	2,4	0,2
Рудопоявления Речное и Прибортовое	P_1	30	21	9
Рудопоявления Речное, Прибортовое, Горелое и Хребтовое	P_2	24	17	7
Кушерека-Малюшуйское и Кожозерское рудные поля	P_3	110	80	30
Нименьгская площадь, в целом:	$C_2 + P_1 + P_2 + P_3$	166,6	120,4	46,2

Таким образом, на основании данных табл. 6 ресурсы золота категории P_3 равны 80 т, ресурсы платины – 30 т.

Золото-платиновое оруденение по результатам пробирного анализа керновых проб установлено также в метасоматитах зоны Северного глубинного разлома. Такие руды вскрыты на рудопоявлении Прибортовое. На этом основании можно предположить возможность выявления в Кожозерско-Нименьгском ПРУ коренных объектов в зоне Северного разлома.

Эти данные позволяют оценить прогнозные ресурсы для погребенных россыпей благородных металлов категории P_3 для всего Нименьгского ПРУ.

Россыпное золото. Площадная удельная продуктивность эталона (Нименьгской площади) (g) рассчитывалась через сумму запасов и ресурсов золота по формуле:

$$g = M_1/S_1,$$

где $S_1 = 497 \text{ км}^2$ – площадь эталонного объекта; g – площадная удельная продуктивность эталона; $M_1 = 2,4 + 21 + 17 + 80 = 120,4 \text{ т}$ – сумма запасов и ресурсов золота эталонного объекта в т $C_1 + P_1 + P_2 + P_3$.

Продуктивность Нименьгской площади для россыпного золота составит:

$$120,4 \text{ т} : 497 \text{ км}^2 = 0,24 \text{ т/км}^2.$$

Прогнозные ресурсы золота Нименьгского ПРУ (M_2) определялись через значение его площади ($S_2 = 1070 \text{ км}^2$) и удельной продуктивности эталона по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

K – коэффициент подобия (понижающий коэффициент) принят 0,5 в связи с плохой обнаженностью и недостаточной изученностью центральной части ПРУ.

Прогнозные ресурсы россыпного золота категории P_3 Нименьгского ПРУ составят:

$$0,21 \times 956 = 200,7 \times 0,5 = 100,4 \text{ т}.$$

Россыпная платина. Площадная удельная продуктивность эталона, $M_1 = 0,2 + 9 + 7 + 30 = 46,2 \text{ т}$ – сумма запасов и ресурсов платины эталонного объекта в т: $C_1 + P_1 + P_2 + P_3$.

Продуктивность Нименьгской площади для россыпной платины составит:

$$46,2 \text{ т} : 497 \text{ км}^2 = 0,09 \text{ т/км}^2.$$

Прогнозные ресурсы россыпной платины категории P_3 Нименьгского ПРУ составят:

$$0,09 \times 956 = 86,1 \times 0,5 = 43 \text{ т}.$$

Коренное золото. Расчет ресурсов P_3 проведен по аналогии с крупным месторождением золота Суурикусико, расположенным в Кительской осадочно-вулканогенной структуре на территории Финляндии, сходной по возрасту, характеру разреза и типу метасоматоза со структурой Ветреного пояса.

Площадь Кительской структуры – около 500 км^2 . Разведанные запасы месторождения составляют 110 т золота. Удельная продуктивность для Кительской структуры составляет:

$$110 \text{ т} : 500 \text{ км}^2 = 0,22 \text{ т/км}^2.$$

Ресурсы коренного золота P_3 для Нименьгского ПРУ рассчитывались по формуле:

$$P_3 = P_y \times S \times K \times K_1/1000 = 0,22 \text{ т/км}^2 \times 956 \text{ км}^2 \times 0,2 \times 0,5 = 21 \text{ т},$$

где P_y – удельная продуктивность эталонного объекта; S – площадь прогнозной площади; $K = 0,2$ – коэффициент достоверности; $K_1 = 0,5$ – коэффициент «подобия».

Кожозерский потенциальный золоторудно-россыпной рудный узел (0.1.2 Au) общей площадью 118,5 км² был выделен в результате проведения ГДП-200 на листе Р-37-IX [51]. ПРУ входит в состав Кожозерско-Нименьгского потенциального золоторудного района.

Контуры узла вытянуты в северо-западном направлении вдоль подножия Ветреного пояса от р. Кожа на юго-востоке до р. Кушрека на северо-западе. Кожозерский ПРУ охватывает северо-восточную часть синклинория Ветреного пояса в зоне сочленения его с Беломорским блоком. В геологическом строении района принимают участие образования людиковия, а также платформенные терригенные отложения верхнего венда с металлоносными конгломератами в основании.

Характерно наличие пикробазальтов свиты Ветреного пояса и алевритоглинистых углеродсодержащих осадков виленгской свиты, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. Интрузивные образования представлены мелкими массивами позднекарельского базит-гипербазитового комплекса Ветреного пояса: апонеридотитовыми серпентинитами, часто амфиболлизированными, габбро, габбродолеритами, габбро-пегматитами.

Основой дизъюнктивной тектоники здесь являются Центральный и Северный глубинные разломы, фиксируемые мощными зонами смятия и гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород, и крупные зоны трансформных нарушений северо-восточного простирания.

Характерным является широкое развитие метасоматитов преимущественно березит-лиственитового ряда, развитых как вдоль Центрального и Северного глубинных разломов, так и в оперяющих их тектонических зонах. Минеральный состав этих пород зависит от состава исходных пород и характера наложенных гидротермальных процессов. Наиболее широко развиты минералы группы актинолит-тремолит, а также альбит, кварц, эпидот, клиноцоизит, сфен, биотит, карбонаты, пирит, тальк, хлорит, магнетит, апатит и др.

В пределах Кожозерского потенциального рудного узла выявлено проявление коренного золота Старцево (П-3-2) и четыре пункта минерализации с содержаниями золота 0,1–4,3 г/т, локализованные в окварцованных и карбонизированных эпидот-хлорит-амфиболовых сланцах. Карбонат-кварцевая минерализация проявлена в виде прожилков и жил, согласных с простиранием сланцеватости. Интенсивность гидротермальной проработки значительна, в метасоматических зонах вмещающие сланцы представлены в виде реликтовых участков. Вдоль плоскостей рассланцевания развиты зонки биотитизации мощностью до 10 см, отмечается вкрапленность пирита.

Южная оконечность рудного узла находится в пределах Кожозерского государственного природного заказника регионального значения, площадь которого на территории рудного узла составляет 10,0 км².

Расчет прогнозных ресурсов коренного золота Кожозерского потенциального золоторудно-россыпного рудного узла

Расчет ресурсов категории Р₃ проведен по аналогии с серией мелких и средних золото-сульфидных месторождений (Куотка, Пахтаваара, Саттокара и др.), расположенных в пределах Кительской осадочно-вулканогенной структуры на территории Финляндии, сходной по возрасту, характеру разреза и типу метасоматоза со структурой Ветреного пояса.

Ресурсы коренного золота P_3 для Кожозерско ПРУ рассчитывались по формуле:

$$P_3 = P \times S \times K_1 \times K_2 = 0,5 \times 118,5 \times 0,5 \times 0,6 = 17,8 \text{ т,}$$

где P – среднестатистический показатель площадной удельной продуктивности рудного золота ЦНИГРИ Руководства 2002–2012 гг.; S – площадь прогнозной площади; $K_1 = 0,5$ – коэффициент достоверности; $K_2 = 0,6$ – коэффициент подобия.

Площадь рудного узла, за вычетом площади заказчика, составляет 108,5 км².

Ресурсы коренного золота P_3 для Кожозерского ПРУ с учетом площади заказчика составляют:

$$P_3 = P \times S \times K_1 \times K_2 = 0,5 \times 108,5 \times 0,5 \times 0,6 = 16,3 \text{ т.}$$

Ширбозерский кобальтово-никелевый рудный узел (0.0.1 Ni,Co/Pr₂) расположен в юго-восточной части прогиба Ветреного пояса, перекрытый платформенными отложениями. Площадь Ширбозерского прогнозируемого узла составляет 459 км². Он выделен в результате ГДП-200 листов Р-37-Х,ХVI в 2017 г. [52].

Положение узла определяется наличием протерозойских массивов базит-ультрабазитового состава, перекрытых отложениями карбона. Глубина кровли массивов варьирует от 20 до 80 м.

Оруденение относится к образованиям кобальт-никелевой силикатной рудной формации, которая представлена непромышленными Талицким (Ш-4-16) и Сезским (Ш-4-30) средними месторождениями.

На территории рудного узла выявлено три пункта минерализации меди и полиметаллов с оловом, два первичных литохимических ореола со значимыми элементами (W, Cu, Pb) и (Cu, Zn, Sn) и один литохимический ореол по результатам донного опробования (Cu, Zn, Sn).

Прогнозные ресурсы категории P_3 Ширбозерского рудного узла оценивались по результатам ГДП-200 на основании литохимического опробования коренных пород по скважинам.

Предложенные ресурсы меди – 759,5 тыс. т, свинца – 192,8 тыс. т, цинка – 347 тыс. т при апробации экспертами ФГБУ «ВСЕГЕИ» были отклонены. Следует отметить, что коры выветривания по гипербазитам не являются перспективными на эти элементы, а глубина залегания раннепротерозойских образований с возможными телами рудных метасоматитов делает их поиски бесперспективными. Однако наличие месторождений никеля и кобальта с утвержденными запасами и учитываемых Государственным кадастром месторождений и рудопроявлений делает возможным выделение Ширбозерского кобальт-никелевого узла с суммарными запасами никеля – 112,94 тыс. т, кобальта – 12 тыс. т.

Пыссомский потенциальный платино-золоторудный узел (0.0.2 Au,Pt/V;C₁) расположен в юго-восточной части раннепротерозойского прогиба Ветреного пояса, перекрытого отложениями венда и карбона. Площадь рудного узла – 187 км². Он выделен в результате ГДП-200 листов Р-37-Х,ХVI в 2017 г., дана оценка прогнозных ресурсов, которая приводится ниже [52].

Пыссомский узел является продолжением Кожозерско-Нименьгского ПРУ, описанного выше, поскольку он расположен в сходной геолого-структурной обстановке в зоне Северного глубинного разлома, который контролирует эндо- и экзогенное оруденение. На описываемой территории можно ожидать сходные условия рудообразования. Подсчет ресурсов золота и платины производился раздельно для пород докембрия и карбона.

При оценке ресурсов благородных металлов древних россыпей венда основными факторами служат площадь развития потенциально золото-платинометалльных конгломератов и параметры оруденения. Объектом оценки на описываемой территории служит северо-восточный склон Ветреного пояса в зоне сочленения беломорид и карелид по Северному глубинному разлому. Общая протяженность полосы развития потенциально рудоносной нижней толщи усть-пинезжской свиты венда, развитой вдоль Северного глубинного разлома, составляет около 60 км. Изучена только ее северо-западная часть, вдоль самого выступа Ветреного пояса, до границы карбонового осадочного чехла, на левобережье р. Онега с выявленными пунктами минерализации золота и комплексными золотом и платиной. Протяженность этой полосы – около 20 км.

Образование благороднометалльного оруденения в конгломератах сомбинской свиты карбона, обнажающихся в береговых обрывах р. Онега (близ дер. Ярнема) и Сомбы, и вскрытых рядом скважин, связывается с действием мощных конусов выноса палеорек, приуроченных к ослабленным наследуемым тектоническим зонам на локальном участке территории в момент наступления карбоновой трансгрессии.

С формацией золотоносных конгломератов связаны пункты минерализации с низкими содержаниями золота (0,007–0,03 г/т). Они приурочены к темно-серым и красновато-коричневым валунно-галечным конгломератам в базальном горизонте усть-пинезжской свиты верхнего венда: руч. Березовый (П-4-8) с содержанием золота 0,002 г/т) и сомбинской свиты нижнего карбона (Скв. 44 (П-4-14), Обнажение р. Сомба (П-4-15), Скв. 47 (П-4-16), Скв. 50 (П-4-17) с содержаниями 0,01–0,03 г/т [52].

Распространение золотоносных конгломератов увязывается с палеодолинами стока древних водно-гравитационных потоков, развивающихся по ослабленным дизъюнктивным зонам. Общая длина развития подобных образований на описываемой территории принимается в 1/3 от общей полосы контакта пород раннего протерозоя и венда в пределах самого кряжа Ветренный пояс, что составит 7 км, ширина полосы оруденения принимается в 2 км.

Коэффициент рудоносности принимается 0,3, объемная масса руды – 2,3 т/м³, среднее содержание условного металла (золото + платина) – 2,0 г/т, мощность рудного интервала – 2 м.

Таким образом, ресурсы золото-платиновых руд категории Р₃ в золотоносных конгломератах венда узла составят:

$$7000 \text{ м} \times 2000 \text{ м} \times 2,0 \text{ м} \times 0,3 \times 2,3 \text{ т/м}^3 = 19\,320\,000 \text{ т.}$$

Ресурсы условного металла категории Р₃ в золотоносных конгломератах венда составят: 19 320 000 т × 2,0 г/т = 38 т.

По результатам среднего содержания металлов в рудоносной толще пунктов минерализации доля золота составляет 54 %, а платины соответственно 46 %. Поэтому доли этих металлов в общем балансе ресурсов категории Р₃ составят: золота 21 т, платины 17 т.

При оценке ресурсов благороднометалльного оруденения в крупнообломочных осадках сомбинской свиты нижнего карбона основными факторами служат площадь развития потенциально золото-платинометалльных конгломератов и параметры оруденения. Площадь развития крупнообломочных отложений сомбинской свиты нижнего карбона, содержащих благороднометалльную минерализацию, представляет собой изометричный контур 6 × 6 км.

По выделенным пунктам минерализации золота и платины, средняя мощность металлоносной толщи – около 5 м, для расчетов принимается 2 м. Учитывая параметры подобных палеороссыпных объектов, расположенных к западу от описываемой территории, коэффициент рудоносности принимается с понижением в 0,2, а объемная масса руды 2,3 т/м³, среднее содержание условного металла (золото + платина) – 0,5 г/т. Ресурсы золото-платиновых руд категории Р₃ в золотоносных конгломератах сомбинской свиты составят:

$$6000 \text{ м} \times 6000 \text{ м} \times 2,0 \text{ м} \times 0,2 \times 2,3 \text{ т/м}^3 = 33 \text{ 120 000 т.}$$

Ресурсы условного металла категории Р₃ в золотоносных конгломератах составят:

$$33 \text{ 120 000 т} \times 0,5 \text{ г/т} = 16 \text{ т.}$$

По результатам среднего содержания металлов в рудоносной толще пунктов минерализации доля золота составляет 60 %, а платины соответственно 40 %. Поэтому доли этих металлов в общем балансе ресурсов категории Р₃ составят: золота – 10 т, платины – 6 т.

Таким образом, общие прогнозные ресурсы категории Р₃ благородных металлов в пределах Пыссомского платиново-золоторудного потенциального узла составят: золото – 31 т, платина – 23 т. Ресурсы золота были апробированы экспертом ФГБУ «ВСЕГЕИ» в 2017 г. и рекомендованы к постановке на учет.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ

Минерагенические зоны и рудные узлы палеозойского возраста

Тихвинско-Онежская бокситоносная минерагеническая зона (3 Al/C₁) расположена в центральной и юго-восточной частях листа в области распространения пород чехла Русской плиты Восточно-Европейской платформы, в основном в пределах Мезенской и, отчасти, Московской субпровинций. Она является главным минерагеническим таксоном этого фрагмента провинции и пересекает лист в северо-восточном направлении. Зона фиксируется рядом проявлений и месторождений бокситов в районе пос. Вытегра – бассейн р. Онега – пос. Плесецк.

Бокситовые месторождения связаны с континентальными отложениями озерно-болотных фаций нижнего карбона. Они приурочены к периферическим частям платформенных синеклиз и к впадинам между палеоподнятиями

более древних пород фундамента. Месторождения приурочены к структурам второго порядка – котловинам в пределах погребенных впадин. В глубинных частях и на бортах котловин находятся депрессии, вмещающие бокситовые залежи месторождений. Бокситы залегают в основании разреза визейского яруса нижнего карбона [235]. Тихвинско-Онежская зона имеет широкое площадное распространение, прослеживается на многие сотни километров и обладает большими перспективами на обнаружение новых месторождений.

Тихвинско-Онежская МЗ включает Иксинский бокситоносный (3.0.1 А1) и Вытегорский (3.0.2 А1) потенциальный бокситоносные узлы.

Иксинский бокситоносный узел (3.0.1 А1) является главным рудным объектом МЗ. К нему приурочены все месторождения бокситов листа Р-37: Иксинское (III-4-9), Плесецкое (II-5-8), Дениславское (III-5-3). Узел расположен в районе г. Плесецк и в междуречье Икса–Онега. Площадь узла составляет 684 км².

Действующий рудник на Иксинском месторождении запасами бокситов обеспечен на срок более 140 лет. Бокситы являются главной основой развития минерально-сырьевой базы территории листа [54].

Вытегорский потенциальный бокситоносный узел (3.0.2 А1) расположен к югу и юго-востоку от г. Вытегра, охватывая район Ковжского озера, дер. Анненский Мост и далее на запад на территорию листа Р-36. Площадь узла составляет 966 км². Наибольшее количество проявлений бокситов находится в его западной части (всего шесть проявлений).

Эти данные позволяют оценить прогнозные ресурсы бокситов категории Р₃ методом аналогии. В качестве аналога может быть выбран Иксинский рудный узел, где установлены запасы бокситов, учтенные Государственным балансом в размере 579,5 млн т категорий А + В + С₁ + С₂. Площадь Иксинского РУ составляет 684 км².

Площадная удельная продуктивность эталона (g) рассчитывалась через сумму запасов бокситов, включая погашенные, по формуле:

$$g = M_1/S_1,$$

где g – площадная удельная продуктивность эталона; M₁ – сумма запасов бокситов эталонного объекта в т; S₁ – площадь эталонного объекта в км².

Продуктивность Иксинского РУ составит:

$$579 \text{ млн т} : 684 \text{ км}^2 = 0,87 \text{ млн т/км}^2.$$

Прогнозные ресурсы Вытегорского рудного узла (M₂) определялись через значение его площади (S₂ – 2466 км²) и удельной продуктивности эталона по формуле:

$$M_2 = K \times g \times S_2,$$

где K – коэффициент подобия (понижающий коэффициент), принят 0,1, так как значительная площадь ПРУ практически нацело перекрыта четвертичными отложениями (мощностью 10–15 м), а бурением изучена крайне слабо.

Прогнозные ресурсы бокситов категории Р₃ Вытегорского ПРУ составят:

$$0,87 \times 966 = 840 \times 0,2 = 168 \text{ млн т}.$$

Алмазоносные районы протерозойско-палеозойского возраста вне минерагенических зон

Теоретические предпосылки обнаружения коренных источников алмазов на Северо-Западе России были намечены сотрудником ВСЕГЕИ Ю. Д. Смирновым в 1974 г., затем длительное время прогнозные критерии разрабатывались в Тематической экспедиции ПГО «Севзапгеология» под руководством Л. И. Увадьева (1975–1992 гг.). В качестве потенциальных источников рассматривались кимберлиты, лампроиты и, как вторичные коллекторы, базальные образования различных стратиграфических уровней, однако экономические перспективы связывались в основном с первыми.

Была установлена связь проявлений кимберлитового и сопутствующего магматизма со структурами байкальского тектогенеза и зонами палеозойской активизации и намечен ряд крупных площадей возможного проявления кимберлитов в пределах листов Р-35, Р-36 и Р-37.

Состав и степень сохранности минералов-индикаторов показывают, что территория данных листов вполне перспективна на выявление алмазоносных пород. Присутствие среди минералов-индикаторов гарцбургитового пиропового граната, высокохромистого лерцолитового пироба и хромита, соответствующего по своему химическому составу хромиту включений в алмазах, указывает на их возможное мантийное происхождение на уровне глубин, отвечающих области стабильности алмаза. Минералы-индикаторы кимберлитов образуют площадные концентрации, которые на уровне регионального прогноза могут рассматриваться как соответствующие кимберлитовым районам.

К таким таксонам относятся **Двинско-Пинежский (0.2 di/PR₁-PZ) и Средне-Онежский (0.3 di/PR₁-PZ) потенциальные алмазоносные районы.** Здесь образования района перекрыты чехлом четвертичных ледниковых отложений мощностью от 40–60 м, в древних палеодолинах – от 100 до 150 м. Четвертичные отложения подстилаются средне-верхнекарбонowymi отложениями суммарной мощностью до 250 м. Последние перекрывают отложения верхнего венда мощностью до 150 м. Довендские рифейские образования вскрыты единичными скважинами и представлены терригенными отложениями мощностью до 1000 м, а в выступах фундамента – архейскими гнейсогранитами. Магматические образования известны на Онежском полуострове – долериты вендского возраста и позднедевонские мелилититы, на Зимнем берегу – кимберлиты.

Двинско-Пинежский потенциальный алмазоносный район (0.2 di/PR₁-PZ) включает Ненокское поле (лист Q-37) оливиновых мелилититов, представлено трубками, сложенными туффизитами, туфами, туффитами фельдшпатоидных оливиновых мелилититов. Редко встречаются породы эффузивного облика. Всего к настоящему времени здесь выявлено 19 трубок. Возраст трубок определен как позднедевонский–раннекарбонový по находкам в них ксенолитов с растительными остатками.

Минералы-спутники алмаза представлены зернами высокоглиноземистого хромдиоксида и хромшпинелида. Среди пиропов встречаются единичные зерна высокохромистых разностей.

По аналогии с Зимнебережным кимберлитовым районом на выделенной площади можно предположить наличие зональности в локализации щелочно-ультраосновных магматических пород [217].

О возможности выявления кимберлитов могут также свидетельствовать развитые здесь ореолы минералов-спутников алмаза, а также отдельные находки пиропов ультраосновного генезиса, в том числе слабдеформированных [223].

В целом Двинско-Пинежский район является перспективным на обнаружение здесь новых полей кимберлитов среднепалеозойского возраста. По узлу в целом прогнозные ресурсы категории P_3 оцениваются в 49,6 млн карат, в пределах листа P-37 – 25 млн карат [43].

Средне-Онежский потенциальный алмазоносный район (0.3 di/PR₁-PZ) расположен в пределах Карельского кратона и охватывает восточную часть выступа кряжа Ветреный пояс. Его тектоническая позиция определяется приуроченностью к архейскому и нижнепротерозойскому фундаменту, который к северу, востоку и югу погружается под верхнепротерозойский и палеозойский осадочный чехол до значительных глубин. Глубина залегания фундамента от 0 м на самом кряже Ветреный пояс до –0,25 км у западной и южной границ прогнозируемого поля [52, 54].

Средне-Онежский ПРР выделен по наличию геолого-геофизических критериев и признаков алмазоносного кимберлитового магматизма. Блоковое поднятие Ветреного пояса при повышенной жесткости пород, хорошо выделяющееся в современном рельефе и даже получившее свое собственное название – Синегорье, относится к благоприятным признакам кимберлитовых полей. По геофизическим данным различных видов исследований, на территории Средне-Онежского ПРР, выделяются участки, обладающие рядом признаков, которые соответствуют благоприятным условиям для проявлений щелочно-ультраосновного магматизма, с характерными параметрами «кустов» кимберлитовых тел.

Через центральную часть прогнозируемого поля прослеживается зона глубинных разломов, являющаяся одной из контролирующих зон Зимнебережного кимберлитового магматизма. На территории прогнозируемого поля отмечены находки кимберлитоподобных пород – валуны и обломки мелилитит-пироксеновых пикритов, обнаруженные в суглинках четвертичного возраста. С учетом тектонической позиции и глубинного структурно-геофизического строения ПРР на его территории возможно развитие кимберлитового магматизма различных этапов тектоно-магматической активизации: от раннепротерозойского до палеозойского [204].

Шлиховым опробованием современного аллювия с объемом пробы 20 л. выявлены зерна минералов-спутников алмаза (МСА) ближнего сноса кимберлитовой ассоциации (БСКА) в следующем составе: находки пироба на площади прогнозируемого поля и прилегающих к нему территориях в количестве 51 зерно (1–2 зерна на шлиховую пробу), среди которых 30 % алмазной группы G10; там же находки хромшпинелида ближнего сноса алмазоносной ассоциации (БСКА) в количестве 33 зерна (по 1–2 зерну на шлиховую пробу).

По химическому составу (соотношению Cr_2O_3/TiO_2) все зерна локализируются в области состава кимберлитовых хромшпинелидов. Выявлено одно

зерно хромшпинелида в сростках с алмазами; также единичная находка пикроильменита расположена на западной окраине прогнозируемого поля. По химическому составу (соотношению MgO/Cr_2O_3) зерно соответствует пикроильмениту кимберлитов.

Находки хромдиопсида (БСКА) на площади прогнозируемого поля и прилегающих к нему территориях в количестве 9 зерен (по одному зерну на шлиховую пробу). Зерна хромдиопсида характеризуются невысоким содержанием Na_2O (до 2,0 %), Al_2O_3 (до 2,0 %), Cr_2O_3 (до 2,0 %), повышенным MgO (более 14 %) и переменным содержанием FeO . По особенностям состава хромдиопсиды этой группы наиболее близки к хромдиопсидам из кимберлитов, лишь повышенное содержание FeO несколько отличает их от хромдиопсидов из кимберлитов Зимнего Берега [217].

В пределах Средне-Онежского ПРР, по результатам АМС-25 и дополнительных данных ГФО-200, рекомендовано к заверке 45 аномалий «трубчатого» типа, из которых два отнесены к 1-й очереди перспективности и 43 аномалии ко 2-й очереди [52, 54]. В пределах прогнозируемого поля ожидается выявление кимберлитового типа алмазоносного магматизма в виде небольших трубок взрыва и дайкообразных тел.

Расчет прогнозных ресурсов алмазов Средне-Онежского потенциального алмазоносного района

Исходными данными о количестве потенциальных щелочно-ультраосновных тел служит размер площади алмазоносного таксона и выделенные в его контуре аномалии 1-й и 2-й очередей по данным интерпретации АМС-25. Подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 проводится по аналогии с известными параметрами кимберлитовых трубок с применением коэффициента надежности, равным 0,7.

Общие параметры эталонного объекта взяты по месторождению им. М. В. Ломоносова:

- средняя площадь сечения трубок (до гл. 200 м) – 194 000 м²;
- масса руды (для слабо изученного района до глубины 200 м):

$$194\,000\text{ м}^2 \times 200\text{ м} \times 2,3\text{ г/см}^3 = 89\,240\,000\text{ т};$$

– среднее содержание алмазов (минимально промышленное по мировому опыту с учетом тенденции снижения кондиций) – 0,3 карат/т.

В соответствии с площадью рудного поля (1863 км²) и достоверностью критериев алмазоносности на Средне-Онежском поле прогнозируется вскрытие трех трубок взрыва.

Прогнозные ресурсы категории P_3 составляют:

$$89\,240\,000 \times 0,3 \times 3 = 80\,316\,000\text{ карат.}$$

Поскольку коэффициент надежности составляет

$$0,7 : 80\,316\,000 \times 0,7 = 56\,221\,200\text{ карат.}$$

Прогнозные ресурсы категории P_3 на территории Средне-Онежского ПРР оценены в 56,2 млн карат [52, 54].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии со схемой гидрогеологического районирования (ВСЕГИНГЕО, 2008), территория листа расположена на территории двух гидрогеологических структур I порядка – Балтийского гидрогеологического массива и Русского сложного артезианского бассейна. В пределах последнего северная часть листа относится к Мезенскому, южная – к Московскому артезианскому бассейну.

Для Балтийского гидрогеологического массива характерно преимущественное распространение трещинных и трещинно-жильных подземных вод в коренных, большей частью кристаллических породах разного возраста, состава и генезиса. Платформенные образования на территории листа относятся к Русскому сложному артезианскому бассейну. Для этой территории характерны пластовые, поровые, порово-трещинные, трещинные и карстово-трещинные, преимущественно напорные подземные воды в отложениях осадочного чехла.

Территория листа полностью покрыта комплексной геолого-гидрогеологической съемкой масштаба 1 : 200 000. Часть территории изучена в процессе специализированной гидрогеологической и инженерно-геологической съемки масштаба 1 : 50 000. На незначительной площади проводились сводные работы масштаба 1 : 500 000. Анализ и обобщение этих материалов были осуществлены при составлении карты подземных вод масштаба 1 : 1 000 000 в комплекте Госгеолкарты листа Р-(35)-37 – Петрозаводск [47] и ряда более поздних работ, проведенных ОАО «ПКГЭ», ФГБУ «Гидроспецгеология», ФГБУ «ВСЕГЕИ» и др. В последнее десятилетие на отдельных участках проведены работы по поискам, разведке и переоценке запасов питьевых и минеральных лечебных вод. Глубокозалегающие водоносные горизонты чехла исследовались в опорных и параметрических скважинах.

В основе предлагаемой гидрогеологической стратификации лежит изученность разреза, литологическая характеристика, коллекторские и фильтрационные свойства водовмещающих пород. Гидрогеологические подразделения выделены в рангах водоносных комплексов, водоносных и водоупорных горизонтов (табл. 7).

Площадное развитие выделенных гидрогеологических подразделений отражено на гидрогеологической схеме. При этом водоносный комплекс четвертичных образований, развитый повсеместно, на схеме не показан. Его характеристика приводится ниже.

Стратиграфическое положение гидрогеологических комплексов

Стратиграфические подразделения				Гидрогеологические подразделения	
Эратема	Система	Отдел	Ярус	Комплекс	Горизонт
KZ	Четвертичная			Четвертичный водоносный комплекс (Q)	
MZ	Триасовая	Нижний	Индский	Уржумско-индский водоносный комплекс (P _{2ur} -T ₁)	
	Пермская	Верхний	Вятский		
			Северодвинский		
		Средний	Уржумский	Казанский водоносный горизонт (P _{2kz})	
			Казанский		
PZ		Нижний	Уфимский		Сакмарско-уфимский водоупорный горизонт (P _{1s-u})
			Сакмарский		
			Ассельский		
	Каменноугольная	Верхний	Гжельский	Визейско-ассельский водоносный комплекс (C _{1v} -P _{1a})	
			Касимовский		
		Средний	Московский		
			Нижний		
		Девонская	Верхний		
	Франский				
Средний	Живетский				
PR	Вендская	Верхний		Верхневендский водоносный комплекс (V ₂)	
Архей–нижний протерозой (AR-PR ₁)				Архейско-нижнепротерозойская водоносная зона трещиноватости (AR-PR ₁)	

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные образования, представленные отложениями неоплейстоцена, на территории листа распространены практически повсеместно; их мощность изменяется от первых метров на Балтийском щите, где они представлены песчано-щебенисто-глыбовым элювом, до 220 м в древних погребенных долинах. На большей части территории мощность четвертичного покрова не превышает 20 м. Отложения залегают на сложнопостроенной поверхности дочетвертичных пород, преобразованной неотектоническими движениями, ледниковой экзарацией и процессами эрозии.

Толща четвертичных отложений построена чрезвычайно сложно; ее залегание на неровном древнем рельефе, значительные колебания мощности и фациальная изменчивость водовмещающих пород по площади и разрезу, частое выклинивание и линзовидное строение водоупорных толщ создают сложные и разнообразные условия взаимосвязи подземных вод между собой, с поверхностными водами и водами дочетвертичных отложений. Вследствие этого с гидрогеологических позиций представляется целесообразным рассматривать толщу четвертичных отложений как единый водоносный комплекс в неразрывной совокупности геологических, гидродинамических и гидрохимических условий.

В строении четвертичного разреза принимают участие отложения окского, вологодского, московского, подпорожского и осташковского ледниковых комплексов, включающие ледниковые и водно-ледниковые образования различных типов.

Воды голоценовых палюстриевых отложений приурочены к торфяникам, широко развитым на территории листа. Водосодержащими породами является торф различной степени разложения, оторфованные супеси мощностью до 10 м; их коэффициенты фильтрации – 0,0001–0,1 м/сут; водообильность отложений невелика. Воды безнапорные; их уровень, как правило, располагается близ поверхности.

Воды верхней части разреза приурочены к комплексу верхнеоплейстоцен-голоценовых аллювиальных, озерных, ледниково-озерных, флювиогляциальных и морских отложений, залегающих в верхней части разреза на моренах разного возраста. Водовмещающие породы – пески различной зернистости, с прослоями супесей, суглинков, линзами гравийно-галечных отложений общей мощностью до 20–25 м. По химическому составу воды гидрокарбонатные, реже – сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниевокальциевые, пресные, с минерализацией 0,1–0,5 г/дм³, зачастую с повышенным содержанием железа – до 7,3–21,5 мг/дм³ [23, 33, 34]. Преобладающие дебиты источников – от 0,1 до 3 л/с. Дебиты колодцев глубиной до 3–4 м составляют от 0,02 до 0,3 л/с.

Межморенные воды приурочены к водно-ледниковым, аллювиальным, озерным отложениям межледниковий. Водовмещающими породами являются пески разномелкозернистые, гравелистые, с мелкими валунами, прослоями супесей, суглинков, глин. Коэффициенты фильтрации песков, особенно гравелистых, могут достигать 80–100 м/сут. Их залегание между водоупорными моренными горизонтами обуславливает напорный характер вод; наибольшие значения напоров отмечены в погребенных долинах.

Воды ледниковых отложений связаны с ниже-верхнелепистоценовыми горизонтами морен. Водовмещающими породами являются пески различной зернистости и песчанистые супеси, залегающие в виде линз, прослоев и гнезд в толщах валунных суглинков и супесей. Воды, как правило, напорные с величиной напора до 30 м и более. В случаях залегания этих отложений первыми от поверхности, они могут содержать грунтовые воды. Коэффициенты фильтрации суглинков – 0,001–0,1 м/сут, песков – 0,5–5,0 м/сут. Воды – пресные гидрокарбонатные кальциевые и магниевые с минерализацией 0,1–1,0 г/дм³.

Водоносные горизонты, залегающие первыми от поверхности, повсеместно не защищены от поверхностного загрязнения, вследствие чего в водах зачастую отмечается повышенное содержание марганца, цинка, свинца, нефтепродуктов. Несмотря на это, они широко используются для питьевого и сельскохозяйственного водоснабжения.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ДОЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Подземные воды осадочного чехла

Уржумско-индский водоносный комплекс (P₂ur–T₁i) представлен отложениями средней–верхней перми в объеме нижеустынской, сухонской и полдарской свит, а также ветлужской серии индского яруса нижнего триаса. Комплекс развит в юго-восточной части территории листа и представлен преимущественно карбонатно-терригенными морскими, пестроцветными континентальными и озерно-лагунными отложениями, мощность которых превышает 350 м.

В основании комплекса залегают огипсованные мергели и глины нижеустынской свиты, играющие роль локального водоупора. Водовмещающими породами выступают мелкозернистые пески, песчаники, трещиноватые доломиты. Залегающие в разрезе прослой глины и мергелей не выдержаны по простирацию и мощности, что обуславливает гидравлическую связь отдельных водоносных горизонтов внутри комплекса. Суммарная мощность обводненных пород составляет 20–70 % от общей мощности комплекса. Воды напорные; величина напора возрастает по мере погружения комплекса и достигает 70–90 м.

Воды комплекса пестрые – от пресных до соленых различного состава. В верхней части, раскрытой для питания атмосферными осадками, воды гидрокарбонатные натриево-кальциевые, магниевые-кальциевые с минерализацией 0,4–0,8 г/дм³. Вниз по разрезу минерализация увеличивается до 6,1 г/дм³, состав изменяется на сульфатно-гидрокарбонатный, гидрокарбонатно-сульфатный или гидрокарбонатно-хлоридный натриевый. Водообильность комплекса различна; дебиты скважин изменяются от 0,03 до 15 л/с. Снижение водообильности происходит с увеличением глубины залегания водоносных пород.

Питание комплекса осуществляется главным образом за счет инфильтрации атмосферных осадков, реже – за счет подземных вод нижележащих отложений; его разгрузка осуществляется в долины современных крупных рек,

а также в глубокие палеодолины. В целях питьевого водоснабжения комплекс используется только в областях с развитием пресных вод.

Казанский водоносный горизонт (P_2kz) развит приблизительно на 40 % территории листа в его юго-восточной части. Его мощность от границы выклинивания увеличивается в восточном направлении и достигает 170 м. Водовмещающими породами являются в различной степени трещиноватые и кавернозные известняки и доломиты с прослоями мергелей и глин, огипсованные. Нижним водоупором служат сакмарские гипсы и ангидриты или уфимские глины; верхним – плотные глины и огипсованные мергели приподшенной части уржумского яруса. На обширных пространствах горизонт залегает под ледниковыми или водно-ледниковыми образованиями, с которыми он в этом случае гидравлически связан.

Воды горизонта – трещинно-пластовые и карстово-пластовые, в основном напорные. Величина напоров возрастает от 10–30 м на поднятиях до 100–120 м в наиболее погруженных частях. Пьезометрические уровни воды на междуречьях устанавливаются на глубинах до 30 м. В долинах крупных рек они на несколько метров превышают поверхность земли. Коэффициенты фильтрации пород изменяются от 1,5–10 до 30–50 м/сут, снижаясь в плотных породах до 0,01 м/сут. Водопроницаемость пород в большинстве случаев составляет 100–500 м²/сут (А. Л. Воронина, Я. А. Сорвачева, 1974).

Водообильность горизонта различна и обусловлена степенью трещиноватости и кавернозности водовмещающих пород. Дебиты скважин колеблются от долей до 25 л/с; преобладающие значения – 1–10 л/с.

Состав и минерализация вод весьма разнообразны и обусловлены гипсометрическим положением горизонта. В западной части площади развития, под четвертичными отложениями отмечаются пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые и магниевые-кальциевые воды с минерализацией 0,2–0,6 г/дм³. В местах разгрузки подземных вод (Воже-Лачская низина, долины рек Кубена и Сямжа) минерализация увеличивается до 1,5–8 г/дм³, состав становится сульфатным или сульфатно-хлоридным кальциевым. Питание казанского водоносного горизонта осуществляется на участках его неглубокого залегания; разгрузка происходит в современную речную сеть и погребенные долины.

Сакмарско-уфимский водоупорный горизонт (P_1s-u) представлен отложениями сакмарского яруса в объеме тастубского и стерлитамакского горизонтов (соткинская, тарногская свиты) и уфимского яруса в объеме соликамского и шешминского горизонтов (вихтовская свита). Толща сложена гипсами и ангидритами с прослоями доломитов, мергелей, глин и алевролитов.

Область развития горизонта несколько больше таковой казанских отложений. На дочетвертичную поверхность горизонт выходит в виде полосы к северо-западу от них. Кровля толщи залегает на глубине 10–20 м в районе оз. Воже и 370 м у восточной рамки листа; ее мощность достигает 160 м.

Толща практически безводна и является на площади своего развития региональным водоупором. Локальная обводненность отложений связана со спорадическим развитием погребенного карста. В этих зонах на глубинах 80–90 м встречены соленые воды с минерализацией 4–5 г/дм³, а на 200–250 м – хлоридные кальциево-натриевые рассолы с минерализацией 80–85 г/дм³ [47].

В водах отмечается повышенное содержание стронция (до 9,85 мг/дм³), брома (до 3,06 мг/дм³) и бора (до 2,87 мг/дм³) [55].

Визейско-ассельский водоносный комплекс (C_{1v}-P_{1a}) представлен отложениями всех выделенных подразделений каменноугольной системы и ассельского яруса нижней перми (вожегская свита, низы федотовской толщи). Комплекс занимает более половины площади листа в его центральной и юго-восточной частях. На дочетвертичную поверхность отложения выходят в виде широкой полосы, пересекающей лист с юго-запада на северо-восток. В юго-восточном направлении комплекс погружается под вышележащие отложения; его кровля у восточной рамки располагается на глубине 420 м. Мощность отложений в пределах листа достигает 400 м.

В основании залегают глинистые породы тульского и алексинского горизонтов визейского яруса, играющие роль подстилающего водоупора и отделяющие комплекс от нижезалегающих девонских водоносных отложений. Вышезалегающая часть разреза представлена существенно карбонатными породами. Водовмещающими отложениями являются трещиноватые и частично закарстованные известняки, доломиты, доломитизированные известняки, зачастую окремненные и загипсованные, с редкими маломощными прослоями мергелей и терригенных пород. Закарстованность пород зачастую весьма значительна; диаметр каверн может достигать 5–7 см. В районе г. Плесецк, а также южнее оз. Лача широко развиты поверхностные формы карста: воронки, ложбины, слепые долины; встречаются исчезающие водотоки. Диаметр воронок достигает 15 м при глубине до 7 м.

В верхней части комплекса под четвертичным чехлом развиты пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 1 г/дм³. При погружении комплекса усиливается минерализация и меняется химический состав вод. В Воже-Лачской низине их минерализация 2,0–3,5 г/дм³, состав – сульфатный кальциевый. Из скважины в г. Коноша получен приток вод с минерализацией 20,7 г/дм³ сульфатно-хлоридного кальциево-натриевого состава. Иногда в водах присутствует сероводород в количествах 4–7 мг/дм³. В еще более погруженной части встречены воды с минерализацией 50–80 г/дм³ хлоридного кальциево-натриевого состава.

Водообильность комплекса в целом высокая, но неравномерная и зависит от степени трещиноватости и закарстованности пород. Дебиты скважин колеблются от 0,5–10 л/с в районе Плесецка и Каргополя до 50 л/с в районе оз. Белое. В этом районе встречаются источники с дебитами от 1–2 до нескольких десятков литров в секунду.

Подземные воды комплекса – трещинно-пластовые и карстово-пластовые, почти повсеместно напорные; статические уровни устанавливаются на глубинах 5–20 м. Их снижение наблюдается в сторону наиболее крупных рек и озер. В понижениях рельефа наблюдается самоизлив. Водоносный комплекс имеет большое значение как источник пресных вод и широко используется для водоснабжения.

Средне-верхнедевонский водоносный комплекс (D₂₋₃) сложен существенно терригенными отложениями всех выделенных подразделений живетского и франского ярусов. На большей части площади своего развития комплекс залегает под каменноугольными и пермскими отложениями и выходит на

дочетвертичную поверхность узкой полосой лишь на склоне Балтийского щита в Восточном Заонежье. Мощность отложений превышает 300 м.

Водовмещающими породами являются пески, песчаники, алевролиты, редко известняки и доломиты, залегающие в толще пестроцветных глин. Существенно глинистые отложения старооскольского, пашийского и тиманского горизонтов, залегающие в основании комплекса, играют роль относительного нижнего водоупора. Как и в вышезалегающем гидрогеологическом разрезе минерализация и химизм подземных вод определяются гипсометрическим положением комплекса и степенью закрытости недр. Пресные гидрокарбонатные кальциевые, натриево-кальциевые воды развиты на площади неглубокого залегания комплекса под четвертичными отложениями. По мере погружения отложений на юго-восток анионный состав становится существенно сульфатным, сульфатно-хлоридным, хлоридным. Так, в г. Коноша получены притоки хлоридных натриевых рассолов с минерализацией 42,1 и 52,4 г/дм³, дебитом 2,5 л/с.

Воды комплекса – порово-пластовые, напорные. Пьезометрические уровни залегают на глубинах 3,5–35 м. В понижениях рельефа скважины фонтанируют. Водообильность комплекса, как правило, невысокая. Дебиты скважин обычно не превышают 1,0 л/с; удельные дебиты – десятых долей литра в секунду. Дебиты источников – 0,1–1,0 л/с. Подземные воды средне-верхнедевонского комплекса для водоснабжения используются только на побережье Онежского озера. Здесь разведано месторождение Нововытегорское с общими запасами 3 тыс. м³/сут [82].

Верхневендский водоносный комплекс (V₂) распространен на восточном склоне Балтийского щита и отсутствует на площади выхода на дочетвертичную поверхность раннедокембрийских пород. Комплекс охватывает отложения верхнего отдела венда в объеме редкинского и котлинского горизонтов (усть-пинезская и мезенская свиты) и залегает на породах кристаллического фундамента. Его мощность в пределах листа достигает 280 м. Водовмещающими породами являются конгломераты, гравелиты, песчаники, пески, переслаивающиеся с водоупорными глинами и аргиллитами.

Изменение химического состава и минерализации подчинено общей закономерности. В краевой части комплекса минерализация не превышает 1 г/дм³ при гидрокарбонатном кальциево-натриевом составе, а в районе г. Коноша из интервалов 773–775 м и 960–969 м получены притоки хлоридных натриевых рассолов с минерализацией соответственно 80 и 113 г/дм³, содержащих бром в объеме 199 и 300 мг/дм³. Водообильность комплекса различна. Дебиты скважин – от сотых долей до 5–10 л/с. В некоторых случаях отмечается самоизлив с дебитом до 5 л/с; статические уровни при этом устанавливаются на 10–12 м выше поверхности.

Подземные воды кристаллического фундамента

Архейско-нижнепротерозойская водоносная зона трещиноватости приурочена к верхней, наиболее выветрелой части пород кристаллического фундамента и тектоническим швам в кристаллических породах. Наиболее полно она изучена в пределах Балтийского гидрогеологического массива, где

породы фундамента выходят на дочетвертичную, а на некоторых участках – и на дневную поверхность. Трещиноватые породы фундамента зачастую гидравлически связаны с перекрывающими их четвертичными и дочетвертичными отложениями и образуют единый водоносный горизонт.

Водоносная зона трещиноватости метаморфических образований саамия–лопия (SM-LP) охватывает трещинные и трещинно-жильные воды, приуроченные к архейским образованиям (базальты, туфы, граниты, гранитогнейсы, гнейсо-диориты и др.). Породы слабо трещиноваты; глубина проникновения трещин от 20–30 до 80–90 м. Трещины преимущественно северо-западного простирания с углами падения 80–90°. Ширина их – от долей миллиметра до 3–4 см. Трещины часто заполнены вторичными минералами или продуктами разрушения пород. Дебиты источников – 0,01–0,5 л/с; скважин – 0,01–1,0 л/с, редко, в зонах разломов, – до 1,5–2,0 л/с. Минерализация воды в верхней части разреза – до 1,0 г/дм³, состав – гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный натриевый. Южнее Водлозера, под отложениями девона минерализация воды возрастает до 5,0–6,0 г/дм³; ее состав хлоридный натриевый.

Водоносная зона трещиноватости в метаморфизованных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образованиях киричской, кожозерской, вилленгской и Ветреного пояса свитах (LP₃–KR₂) обособляется в гидрогеологическом районе Ветреного пояса. Породы представлены коматиитовыми базальтами, коматиитами, туфами, туффитами, амфиболитами, биотит-хлоритовыми мелкокристаллическими сланцами, туфопесчаниками, разбитыми тектоническими трещинами, которые прослеживаются до глубин 100–150 м. Трещиноватость пород в верхней части, особенно на участках, где четвертичный покров отсутствует, обусловлена также процессами выветривания. Существенное значение в формировании и распределении подземных вод здесь имеет рельеф поверхности, характеризующийся наличием многочисленных гряд и кряжей северо-западного простирания, которые являются местными водоразделами и областями питания, а разделяющие их понижения – областями аккумуляции и разгрузки подземных вод. Водоносность зоны незначительна; удельные дебиты скважин обычно не превышают 0,2–0,3 л/с. Это преимущественно безнапорные воды, обычно приуроченные к понижениям рельефа.

По химическому составу подземные воды преимущественно гидрокарбонатные кальциево-натриевые либо смешанного катионного состава, с минерализацией 0,1–0,5 г/дм³. В некоторых случаях отмечается повышенное содержание железа – до 3,0–5,0 мг/дм³. В районе северной части оз. Ундозеро в долине руч. Бобров подземные воды достигают минерализации 1,0 г/дм³, что может быть обусловлено влиянием зоны тектонического разлома.

Водоносная зона трещиноватости в метаморфизованных карбонатно-терригенных образованиях онежской серии (KR₁³оп) локально распространена у западной рамки листа. Водовмещающие породы представлены в разной степени трещиноватыми доломитами, известняками, мраморами, сланцами, песчаниками, кварцитами и др. В наибольшей степени трещиноватость и кавернозность проявлена в карбонатных породах до глубин 100–200 м. Минерализация воды – 0,3–0,8 г/дм³, состав гидрокарбонатный и хлоридно-гидрокарбонатный кальциевый и натриевый.

Водоносная зона трещиноватости интрузивных пород (LP-KR₂) характеризуется неравномерным развитием трещин, что обуславливает различную степень их обводненности. Наиболее интенсивно трещиноватость развита до глубин 5–30 м (редко до 50 м). В пределах этих глубин содержатся преимущественно безнапорные воды, которые местами формируют нисходящие источники. Их дебиты из слаботрещиноватых микроклиновых гранитов не превышают 0,01–0,05 л/с, а из более трещиноватых олигоклазовых и плагио-микроклиновых гранитов – обычно на порядок выше. К тектоническим трещинам, преимущественно сбросового типа, приурочены трещинно-жильные воды. Такие трещины прослеживаются до глубин 150–200 м (реже до 300 м) и часто сопровождаются зонами дробления. Источники, приуроченные к ним, характеризуются, как правило, дебитами свыше 1 л/с. Удельные дебиты скважин, подсекших водоносные зоны разломов, достигают 1–2,5 л/с [47]. По степени минерализации воды – ультрапресные (0,02–0,3 г/дм³); их преобладающий состав – хлоридно-гидрокарбонатный кальциево-натриевый. В прибрежных районах Белого моря скважинами на глубинах 20–100 м вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией до 4,2 г/дм³. Местами отмечаются повышенные содержания железа [47].

Водоносная зона трещиноватости в коренных породах развита в основном в синклинальных структурах, до глубин 20–50 м. В антиклинальных структурах эта зона, как правило, распространяется на меньшие глубины и не формирует сколько-либо значимых ресурсов подземных вод. Наибольшая обводненность пород фундамента наблюдается в зонах тектонических разломов. Здесь формируются трещинно-жильные воды, которые часто образуют источники с повышенными дебитами. Такие участки, обычно приуроченные к долинам рек или к озерным котловинам, наиболее перспективны для поисков подземных вод.

ОСНОВНЫЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Характеризуемой территории присущи определенные гидрогеологические закономерности. При этом они существенно различны для Русского сложного артезианского бассейна и Балтийского гидрогеологического массива.

Расположение листа в краевой части артезианского бассейна характеризуется выклиниванием осадочных толщ и широким развитием областей питания водоносных горизонтов. Постепенное увеличение глубины залегания отложений в юго-восточном направлении в совокупности с присутствием в разрезе сульфатсодержащих пород определяет сложное гидрогеохимическое и гидродинамическое районирование территории. В осадочном чехле выделяются два гидрогеохимических этажа (Петров, 2015). Верхний этаж охватывает верхнюю часть разреза до уровней региональных базисов дренирования. Его мощность колеблется обычно от первых десятков до первых сотен метров и зависит главным образом от глубины вреза гидрографической сети. Верхний этаж обычно содержит пресные подземные воды атмосферного питания с растворенными газами преимущественно кислородно-азотного и азотного составов. На площадях развития в верхнем этаже гипсоносных толщ

в нем формируются солоноватые и соленые воды сульфатного состава. В гидродинамическом плане верхний гидрогеохимический этаж отвечает зоне активного водообмена, характеризующейся высокими скоростями водообменных процессов между подземными и поверхностными водами.

Нижний гидрогеохимический этаж характеризуется развитием главным образом соленых вод и рассолов, преимущественно седиментогенных и древнеинфильтрационных. Для него характерно закономерное возрастание минерализации вод и изменение их состава с глубиной – от сульфатно-хлоридных с минерализацией 2–25 г/дм³ к соленым хлоридным натриевым водам с минерализацией до 35 г/кг и далее к рассолам с минерализацией до 150–200 г/дм³. Нижний этаж охватывает зону затрудненного водообмена, в которой питание водоносных горизонтов происходит путем перетекания вод из зоны активного водообмена, а разгрузка – через зоны трещиноватости как в выше-, так и в нижележащие горизонты. В юго-восточной части территории, с наибольшими мощностями чехла в нижней части разреза выделяется также и зона весьма затрудненного водообмена, движение подземных вод в которой крайне замедленно.

В пределах рассматриваемой части Балтийского гидрогеологического массива распространение подземных вод, их динамика, величина минерализации и химический состав определяются рядом природных факторов: климатом, характером рельефа, структурно-тектоническими особенностями, составом пород и степенью их трещиноватости. Водоразделы имеют плоскую поверхность и прямолинейные очертания. Речные долины, часто приуроченные к зонам тектонических нарушений, характеризуются значительной глубиной вреза, прямолинейными очертаниями и резкими поворотами. Эти особенности определяют условия питания и динамику подземных вод. Области питания приурочены преимущественно к плоским водоразделам, а местные области дренирования располагаются на глубинах эрозионного вреза [47]. Региональными областями разгрузки являются Ладожское озеро, Финский залив, Белое море и, в меньшей степени – Онежское озеро. Положением уровня воды в этих водоемах определяется нижняя граница зоны активного водообмена. Ее верхняя часть приурочена к приповерхностной, наиболее трещиноватой, части разреза фундамента, где развиты пресные и ультрапресные подземные воды с минерализацией 0,02–0,5 г/дм³; в нижней части минерализация достигает 1,0 г/дм³.

Отличительной особенностью подземных вод этой зоны является содержание в них, помимо гидрокарбонатов, хлор-иона в количестве 20–40 мг-экв/%, что совершенно нетипично при столь низкой минерализации. Такие воды широко развиты в пределах массива в породах разного состава и возраста, что придает этому факту вид характерной закономерности регионального уровня. С глубиной содержание хлора возрастает вместе с минерализацией – воды становятся солоноватыми, солеными и рассолами хлоридного натриевого и натриево-кальциевого состава. На смежной с запада территории, в северной части Карельского перешейка в мигматит-гранитовом комплексе, перекрытом маломощным чехлом четвертичных отложений, на глубине 98 м вскрыты воды хлоридного натриевого состава с минерализацией 3,9 г/дм³ и содержанием брома 9,8 мг/дм³, а на глубине 151 м – с минерализацией

15,9 г/дм³ и содержанием брома 42 мг/дм³. В южной части Карельского перешейка в гранитах на глубинах 550–750 м вскрыты рассолы с минерализацией 41,5–137,8 г/дм³ хлоридного натриево-кальциевого состава, содержащие бром в количестве 56–781 мг/дм³ и йод – 1–11 мг/дм³.

Гидротермическая зональность проявляется в закономерном увеличении температуры подземных вод с глубиной и связана с температурным режимом осадочного чехла и фундамента, который в свою очередь определяется плотностью теплового потока и вещественным составом отложений. В зависимости от этих параметров происходит изменение по площади и разрезу значения геотермического градиента (геотермической ступени), и, как следствие, – температуры подземных вод.

Большое значение имеют тектонические нарушения в фундаменте, которые прослеживаются и в породах чехла. Зоны трещиноватости в осадочном чехле, отвечающие разломам фундамента, создают условия для миграции подземных вод в вертикальном направлении. К ним часто приурочены долины крупных рек, являющиеся очагами разгрузки подземных вод.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа охватывает восточные районы Республики Карелия, северо-запад Вологодской области и юго-западную часть Архангельской области. Территория листа Р-37 и прилегающие к ней районы характеризуются довольно умеренным воздействием геологического производства на среду. Антропогенное (техногенное) воздействие на окружающую среду и в том числе на геологическую среду (ГС) региона весьма неравномерно и носит в основном мелкоочаговый характер. Здесь преобладают мелкие горнодобывающие предприятия, приводящие к геомеханическим нарушениям, локальным изменениям ландшафта, рельефа, геохимического загрязнения почв и загрязнения поверхностных вод, имеющих стоки в гидрографические бассейны Онежского озера и Онежской губы.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

К эколого-геологическим условиям относятся такие особенности природной среды, которые оказывают влияние на естественное состояние, динамику геологической среды и ее устойчивость к антропогенным воздействиям, а именно: климат, рельеф, почвы, четвертичный покров и геологическое строение, особенности проявления опасных природных процессов и явлений (ОПЯ), типичные для данной территории.

Климат. Климатический фактор оказывает существенное значение на развитие ряда ОПЯ экзогенной природы, а также на аэрогенную или гидросферную динамику техногенного загрязнения, накладывает ограничения или способствует определенным формам антропогенной деятельности.

Климат региона формируется под влиянием трёх основных взаимодействующих факторов: радиационного – приход и расход солнечного тепла на земной поверхности и в атмосфере; циркуляционного – движение воздушных масс (морского или континентального происхождения); вертикального теплообмена и влагообмена в атмосфере, в подстилающей поверхности (верхний слой почвы, растительный покров, верхний слой воды, снежный покров, ледяной покров на море и т. д.) и между ними. Климат региона изменяется с севера на юг: от переходного умеренного морского на побережье Онежской губы Белого моря к умеренноконтинентальному с чертами морского в Восточной Карелии и несколько более континентальному на востоке листа в Плесецком, Няндомском, Каргопольском и Коношском районах Архангельской области и в северо-западных районах Вологодской области.

Характерной особенностью климата является частая смена воздушных масс. Со стороны Атлантического океана и из западных районов Баренцева моря нередко вторгаются циклоны, которые приносят с собой пасмурную погоду с осадками – прохладную летом и тёплую зимой. Прохождение циклонов часто сопровождается сильными ветрами. Циклоничность летом ослабевает, а осенью и зимой усиливается. Основные черты климата – неустойчивая погода, иногда с резкой сменой температуры в течение суток, преобладание облачных дней. Характерен дефицит солнечной радиации при значительном среднегодовом количестве осадков. Климатические особенности наряду с геоморфологическими и геологическими оказали существенное влияние на широкое распространение процессов заболачивания в регионе. Сезонные особенности воздушных потоков определяют ареалы загрязнения от техногенных источников в пределах территории и направления трансграничных переносов загрязняющих веществ от сопредельных пространств.

Рельеф и четвертичные отложения. Рельеф во многом определяет экогеодинамический потенциал ландшафтов. От него непосредственно зависит наличие определенных групп опасных природных процессов экзогенной природы и устойчивость природных комплексов к техногенным механическим воздействиям. Рельеф, наряду с геологическими факторами, определяет и особенности поверхностного стока и дренажа, влияя таким образом совместно с почвами на степень устойчивости ландшафтов к химическому загрязнению [129]. Крупные формы рельефа оказывают воздействие и на распределение атмосферных осадков. Возвышенности забирают на 50–100 мм влаги больше, чем прилегающие к ним низменности [10]. Вследствие этих причин рельеф служит опорным элементом для выделения ландшафтов на эколого-геологической схеме и занимает особое место в характеристике природных условий региона. Низкий экогеодинамический потенциал характерен для низин и низменностей, средний – для отдельных возвышенностей.

Территория листа представляет собой обширную равнину со слабо выраженным уклоном к Белому и Баренцеву морям. Северо-западная ее часть относится к восточному склону Балтийского щита, восточная – к северо-западной окраине Русской плиты. Дочетвертичная поверхность редко превышает 200 м абс. выс. и представляет собой равнину, на которой свободно развивались процессы гетерогенной денудации и неоплейстоценовой аккумуляции.

На плоских водораздельных плато, где ближе всего к поверхности подходят палеозойские известняки и мергели, широко распространены карстовые явления. Низины обычно выполнены толщами морских, озерно-ледниковых и аллювиальных наносов.

Почвы. На территории листа преобладают подзолисто-глеевые, торфяно-болотные, подзолистые, подзолисто-болотные почвы. В регионе отмечается процесс деградации земель, которые выпадают из оборота сельхозугодья. Списываются орошаемые и осушенные земли. Увеличивается площадь нарушенных земель в процессе разработки полезных ископаемых и проведения строительных работ. Отмечается загрязнение почвы радионуклидами и тяжелыми металлами.

Зависимость устойчивости почв к загрязнению токсичными металлами зависит от ряда параметров, к ним относятся: кислотно-щелочные условия (рН), окислительно-восстановительные условия (Eh), признаки оглеения, мощность гумусового горизонта (A1), механический состав почв, оказывающий основное влияние на ее сорбционные возможности.

Почвы являются важнейшей буферной зоной по отношению к техногенному загрязнению. Для бореальных ландшафтов с гумидным климатом, к которым относится и рассматриваемая территория, характерны в целом кислая реакция и промывной режим почв. Кислая среда способствует образованию подвижных форм химических соединений, что увеличивает риск загрязнения поверхностных и грунтовых вод токсичными веществами [129]. Вместе с тем, наличие многочисленных верховых и переходных болот способствует аккумуляции загрязнения вследствие сорбционных свойств торфа.

Опасные природные процессы и явления (ОПЯ). К опасным природным процессам и явлениям, имеющим особое эколого-геологическое значение на рассматриваемой территории и получившим отображение на эколого-геологической схеме, относятся заболачивание, карст, береговая абразия.

З а б о л а ч и в а н и е территории является неблагоприятным явлением для ведения хозяйства. Процессы заболачивания развиты практически на всей территории листа. В равнинных районах в связи с ландшафтно-климатическими и гидрогеологическими причинами, наиболее широкое распространение получили процессы заболачивания. Большинство болот относится к верховому (с атмосферным питанием) или переходному (с атмосферно-грунтовым питанием) типу. Имеет место вторичное заболачивание на участках сведенных лесов. Самые крупные болотные массивы в пределах листа – болото Великий мох, Чарондские болота.

К а р с т. Процессы карстообразования связаны непосредственно с карбонатными отложениями средне-позднекаменноугольного возраста, трещиноватостью и процессами подземного гидровыщелачивания. Особенное влияние на рост карстов оказывают техногенные факторы и значительное загрязнение водоносных горизонтов.

А б р а з и я. Особенно интенсивно абразия проявляется у берегов под действием прибоя на южном побережье Онежской губы.

П р и р о д н ы е л а н д ш а ф т ы. Эколого-геологические условия отображены на схеме в форме природных территориальных комплексов – ландшафтов, морфогенетические типы которых и составляют основу эколого-геологической схемы. Природные ландшафты данной территории относятся по зонально-климатической принадлежности к бореальному типу.

На эколого-геологической схеме цифрами отображены следующие морфогенетические типы ландшафтов.

Для суши (субаэральные).

1. Аккумулятивные ледниковые равнины с холмистым рельефом, с заболоченными низинами на моренных валунных суглинках и супесях с еловососновыми и еловыми зеленомошными лесами, а также березовыми и березово-осиновыми лесами на иллювиально-железисто-гумусовых подзолах, дерново-подзолистых и торфяно-глеевых почвах.

2. Эрозионно-аккумулятивные ледниковые возвышенные равнины с конечно-моренными грядами, области краевых моренных образований.

3. Аккумулятивные водно-ледниковые равнины, плоские и полого-волнистые, с озовыми грядами и камами, часто заболоченные, на песчаных, супесчаных отложениях с сосновыми, реже смешанными мелколиственными березово-осиновыми зеленомошными лесами, на подзолах железистых и поверхностно подзолистых почвах, по заболоченным участкам с дерново-подзолисто-глеевыми и болотными торфяными почвами.

4. Озерные и озерно-аллювиальные равнины долинных и придолинных низменностей.

5. Аккумулятивные аллювиальные долины. Формы, созданные деятельностью речных потоков в послеледниковье, выражены в виде террас и террасовых уровней. По долинам основных рек района хорошо прослеживаются пойменные террасы. Надпойменные террасы выделяются по всем основным рекам. Невыработанный профиль, наличие надпойменных террас и порогов указывает на то, что реки данного района находятся в стадии глубинной и боковой эрозии.

6. Массивы верховых болот. Поверхность верховых болот преимущественно грядово-мочажинная, иногда мелкобугристая и кочковатая. Болота открытые, реже залесенные.

Для акватории Онежского озера и Онежской губы Белого моря (субаквальные).

7. Аккумулятивные плоские морские равнины, сложенные пелитовыми и алевропелитовыми осадками, находящимися в зоне нефелоидной аккумуляции.

8. Аккумулятивно-денудационные равнины мелководий, полого-волнистые и плоские, сложенные песчаным, супесчаным и суглинистым материалом, находящимися в зоне транзита и, отчасти, волновой аккумуляции.

9. Абразионные прибрежные равнины волнистые, слабонаклонные, находящиеся в зоне волнового или флювиального размыва.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологическая обстановка является конкретным результатом взаимодействия природных составляющих ГС и антропогенного воздействия. Ее непосредственное выражение состоит в преобразовании или деградации естественного состояния природной среды в целом и ГС в частности. Результатом такого воздействия является образование антропогенно-природных и техногенных ландшафтов.

АНТРОПОГЕННО-ПРИРОДНЫЕ ЛАНДШАФТЫ

К антропогенно-природным ландшафтам относятся территории, в пределах которых антропогенная деятельность привела к нарушению одного или нескольких компонентов природных ландшафтов, сохранив при этом возможность самовосстановления в реальном масштабе времени. На эколого-геологической схеме отображены следующие антропогенно-природные ландшафты.

Площади лесоразработок широко распространены на территории листа и выражаются площадями вырубок, в том числе и промышленных масштабов с развитием на них лиственных лесов и заболачивания, деградация почвенного покрова с активизацией эрозии, плоскостного смыва почв, уменьшением питания поверхностных и подземных вод. В результате интенсивного лесопользования отдельные крупные массивы коренных хвойных лесов на территории листа практически исчезают, т. е. существующие здесь леса являются производными, исключение составляют лесные массивы Государственных национальных парков «Водлозерский», «Кенозерский» и «Онежское Поморье» в Архангельской области и «Русский Север» в Вологодской области.

ТЕХНОГЕННЫЕ ЛАНДШАФТЫ

Техногенные ландшафты отличаются комплексным изменением всех компонентов природной среды под влиянием антропогенной деятельности, когда самовосстановление исходного природного ландшафта в реальном масштабе времени невозможно.

Техногенные источники загрязнения и экологически значимые объекты

Одной из серьезных экологических проблем промышленной деятельности является утилизация и обезвреживание твердых производственных отходов. Использование отходов остается на крайне низком уровне. Перерабатываются древесные отходы: около 80 % древесных отходов сжигается предприятиями для получения тепловой и электрической энергии. Также перерабатываются помет, навоз и некоторые пластмассовые отходы.

В основном отходы складываются в хранилищах и накопителях, на полигонах и свалках вблизи городов. Специализированные предприятия по переработке и обезвреживанию производственных отходов практически отсутствуют. Места отходов, не соответствующие современным экологическим требованиям, загрязняют почву тяжелыми металлами.

Переработка и обезвреживание производственных отходов на территории региона производится предприятиями, на которых они и образуются. Специализированных предприятий по переработке производственных отходов нет. Частично опасные отходы, в частности радиоактивные и ртутьсодержащие, отправляются на переработку на специализированные предприятия в другие регионы. На предприятиях, где образуются опасные отходы, для их временного хранения имеются специальные полигоны и хранилища. В настоящее время около 80 % древесных отходов утилизируется (сжигается) предприятиями для получения тепловой и электрической энергии, остальные размещаются на ведомственных свалках и полигонах. Золошлаковые отходы размещаются на золошлакоотвалах, а также в небольших количествах используются для укрепления дорожного полотна. Имеется опыт использования осадков биологических очистных сооружений в качестве удобрений на сельскохозяйственных полях, однако осадки от промышленных сточных вод загрязнены тяжелыми металлами, что препятствует их использованию.

Металлургические предприятия. ОАО «Северо-Онежский бокситовый рудник» – предприятие по добыче бокситов в пгт. Североонежск. Почти 99 % от общего объема образованных отходов составляют отходы V класса опасности – грунт, образованный при проведении землеройных работ, не загрязненный опасными отходами. В 2013 г. ОАО «Северо-Онежский бокситовый рудник» образовало 3998,6 тыс. т (в 2012 г. – 3124,4 тыс. т) отходов.

Заводы. ООО «Савинское карьероуправление» эксплуатирует Огарковский участок Савинского месторождения известняков и месторождение глин Шелекса – Южная. Потребителем сырья является ЗАО «Савинский цементный завод». Производство цемента сопровождается поступлением в окружающую среду твердых и газообразных загрязняющих веществ (цементной и другой минеральной пыли, сажи, ртути, сернистого ангидрида, оксида углерода, оксидов азота, различных углеводородов, ванадия, марганца, аммиака, сероводородов и др.). В связи с запуском программы модернизации Савинского цементного завода в 2014 г. производство на предприятии было временно приостановлено. Модернизация производства должна завершиться к 2018 г.

Птицефабрики и животноводческие комплексы играют существенную роль в местном загрязнении окружающей среды, особенно водных объектов, грунтовых вод и почв. Это происходит вследствие аварийных сбросов, ливневых стоков и протечек, фильтрации загрязненных вод с навозохранилищ и помётохранилищ. Характер загрязнения бактериальный, также присутствуют токсичные органические соединения и кислоты, тяжелые металлы, взвеси. На схеме показаны животноводческие комплексы «Абрамовское» (пос. Малошуйка, Онежский район), «Агроторгинвест» (Плесецкий район), «Восход» (Белозерский район), птицефабрики – «Няндомская» (Няндомский район).

Аэродромы и авиабазы представляют собой источники локального комплексного загрязнения, преимущественно атмосферы продуктами сгорания керосина, а также почв и поверхностных вод – нефтепродуктами и тяжелыми металлами, поскольку обладают собственными крупными базами хранения ГСМ и собственной ремонтной и транспортной инфраструктурой. На схеме показаны авиабазы в Архангельской области Онега, Плесецк, Летнеозерск и Республики Карелия – Пудож.

Большая часть этих объектов в настоящее время не используется, но ввиду длительной эксплуатации и отсутствия рекультивационных мероприятий, данные площади остаются территориями техногенного загрязнения.

Космодромы. В результате падения на землю отработавших ступеней ракет-носителей происходит загрязнение земель и водоемов их фрагментами и осколками, а также компонентами ракетного топлива.

Техногенное загрязнение природных сред

Загрязнение атмосферы. С загрязнением воздушного бассейна непосредственно связано и масштабное загрязнение почв, выходящее существенно за пределы собственно источника загрязнения, которое происходит при выбросах в атмосферу от стационарных или транспортных источников (т. н. «подфакельное загрязнение»).

Атмосферный воздух более чем другие природные объекты, в силу присущих ему свойств, связан с жизненными интересами людей, его качество непосредственно влияет на здоровье человека, продолжительность жизни, а также на качественное состояние других элементов окружающей среды, особенно животного и растительного мира.

Источники загрязнения атмосферы подразделяются на естественные (природные) и искусственные (антропогенные). Естественные (лесные пожары) мало влияют на общий уровень загрязнения. Наиболее опасными источниками загрязнения атмосферы являются антропогенные.

Для оценки суммарного загрязнения используется комплексный показатель – индекс загрязнения атмосферы (ИЗА). В пределах территории листа мониторинг состояния атмосферы не проводился.

В целом стоит отметить, что существенный вклад в загрязнение атмосферы вносит автотранспорт. На его долю приходится около 26 % всех вредных выбросов. В выхлопных газах автомобилей почти 200 различных компонентов и только несколько из них безвредны. Данный источник загрязнения представляет потенциальную угрозу для природной среды и людей.

Загрязнение поверхностных вод. По комплексным оценкам вода р. Онега характеризуется как очень загрязненная (3-й класс, разряд «б»). В районе г. Каргополь наблюдается ухудшение качества воды, о чем свидетельствует смена класса качества с 3-го класса разряда «б» на 4-й класс, разряд «а» (грязная). Характерными загрязняющими веществами для реки остаются соединения железа, цинка, меди и трудноокисляемые органические вещества по ХПК, в отдельных створах к ним добавлялись легкоокисляемые органические вещества по БПК₅, соединения марганца и нефтепродукты. Средняя за год концентрация трудноокисляемых органических веществ по ХПК составляла 3 ПДК, соединений железа – находилась в пределах 2–3 ПДК, фенолов и соединений меди – 2 ПДК, цинка – 1–2 ПДК. Средняя (максимальная) концентрация соединений марганца (за исключением г. Каргополь) составила 4–7 (18–30) ПДК. Среднегодовое содержание нефтепродуктов в районе пос. Североонежск и с. Порог составляют 3 и 1 ПДК соответственно, в остальных створах отмечаются единичные случаи превышения предельно-допустимой концентрации в 2,4–5,2 раза.

В районе г. Каргополь наблюдаются превышения установленного норматива по содержанию азота аммонийного и соединений алюминия до 4 ПДК, у с. Порог – до 2 ПДК, легкоокисляемых органических веществ по БПК₅ – до 2 ПДК. У г. Каргополь отмечаются единичные случаи превышения предельно-допустимой концентрации соединений никеля до 3 ПДК.

Качество воды р. Волошка по всему течению оценивается как очень загрязненная (3-й класс, разряд «б»). Среднегодовое (максимальное) содержание соединений железа повсеместно составило 3 (6) ПДК, трудноокисляемых органических веществ по ХПК – 2–3 (4) ПДК, соединений цинка 2 (3–4) ПДК, соединений меди 1–2 (2–4) ПДК. Концентрации сульфатов в течение 1 года оставались в пределах от менее 1 до 3 ПДК, легкоокисляемых органических веществ – от менее 1 до 2 ПДК. В единичных случаях наблюдается превышение установленного норматива для лигносульфонатов – в створе выше пос. Волошка в 1,1 раза, а также для нефтепродуктов – в черте пос. Волошка и у дер. Тороповская в 3 и 1,2 раза соответственно.

На площади впадины Онежского озера в прибрежной его части выявлены площади с повышенным содержанием в донных осадках нефтепродуктов и отдельные пункты с повышенным содержанием кадмия. Однако абсолютные содержания нефтепродуктов и кадмия не превышают предельно допустимые концентрации.

Загрязнение почв и донных осадков. Негативное влияние на состояние почвенного покрова оказывают выбросы промышленных предприятий, а также промышленные и бытовые отходы. Основными источниками загрязнения почвы являются предприятия лесозаготовительной, деревообрабатывающей, целлюлозно-бумажной промышленности, сельского хозяйства, а также автотранспорт и хозяйственно-бытовая деятельность человека.

В центральной части листа располагается космодром Плесецк, с которого происходит запуск ракет-носителей – «Космос» и «Циклон», топливом для них является высокотоксичный гептил (несимметричный диметилгидразин). Данный вид топлива относится к сильнодействующему ядовитому веществу первого класса токсичности. При запуске космических аппаратов (порядка 50 пусков в год) в местах падения отделяющихся частей ракетносителей было выявлено наличие гептила и продуктов его окисления, попавших в почву, воду и растительность, что представляет серьезную угрозу всему живому. В пробах грунта после запусков ракет «Циклон» отмечены остатки ракетного топлива – несимметричного диметилгидразина (гептила) в концентрациях до 13 764 мг/кг, что превышает фоновые значения более чем в 100 раз. Время разложения этого вида топлива на широтах Архангельской области в почве составляет более 20 лет, в водоемах – до 2–3 лет, в растительности – до 15–20 лет. Ориентировочный суммарный вес вылитых и несгоревших компонент ракетного топлива за 25 лет существования космодрома Плесецк составил: гептила около 400 т, керосина до 1 тыс. т [183].

Эколого-геологическая схема дополнена схемой оценки эколого-геологической обстановки масштаба 1:5 000 000. Следует подчеркнуть, что данная оценка базируется и учитывает фактологические данные Эколого-геологической схемы масштаба 1:2 500 000. На схеме оценки территория региона дифференцирована по четырем градациям состояния ГС.

1. Благоприятная – природные опасности имеют эпизодический характер проявления, узлокальный и не представляют существенной опасности для состояния экосистем, транспортных систем и отдельных техногенных объектов, а также жизни и здоровья населения. Антропогенные нарушения незначительны и носят редкоочаговый характер. Это малоосвоенные территории с минимально распространенными и спокойными эндо- и экзогеодинамическими условиями, редкими проявлениями слабых по интенсивности природных геологических опасностей.

2. Удовлетворительная – в качестве основного критерия здесь принята пораженность территории ведущим для нее экзогенным геологическим процессом – заболачиванием земель, карстом. Для значительной части этой зоны характерно близкое к поверхности залегание карбонатных пород, вмещающих карбонатный водоносный комплекс, являющийся основным источником хозяйственно-питьевого водоснабжения региона, регулярное проявление природных процессов. Наблюдается также техногенное нарушение земель в

результате сельскохозяйственных и лесозаготовительных работ, наличие локальных участков с загрязнением различных транспортирующих и депонирующих сред в пределах, не превышающих 16 ПДК.

3. Напряженная – в пределах площадей крупных болотных массивов или их комплексов – высокая степень пораженности ОПЯ (более 50 %), территорий населенных пунктов, не имеющих крупных экологически опасных производств. Прилегающие к ним участки аэрогенного загрязнения почв, пригородных хозяйств и транспортной инфраструктуры, избыточной рекреационной нагрузки с плотной санаторно-курортной и жилой застройкой с обилием предприятий бытового обслуживания и развитой транспортной инфраструктурой.

4. Кризисная – в зоне комплексного воздействия выбросов, стоков, складирования шламов и других токсичных отходов, а также крупных экологически опасных производств (Плесецкий космодром, Северо-Онежский бокситовый рудник).

Основными экологическими проблемами региона являются следующие.

1. Высокий уровень загрязнения атмосферного воздуха выбросами автотранспорта.

2. Загрязнение атмосферного воздуха выбросами промышленных предприятий.

3. Загрязнение водных объектов, в том числе сбросами промышленных предприятий.

4. Недостаточное обеспечение населения качественной питьевой водой.

5. Экологическая опасность загрязнения окружающей среды от неорганизованного хранения бытовых и промышленных отходов.

6. Низкий уровень экологической культуры населения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ по составлению комплекта Госгеолкарты-1000/3 обобщен и проанализирован весь новый материал, накопленный за последние годы по стратиграфии, магматизму, метаморфизму, метасоматозу, тектонике, глубинному строению, полезным ископаемым, гидрогеологии и экологии листа Р-37.

Впервые для всей рассматриваемой территории составлена геологическая карта в зональной серийной легенде. Уточнено геологическое строение региона с привлечением новых геологических, геохимических, геофизических и дистанционных данных. Комплект карт листа Р-37 с объяснительной запиской представляет собой обширную сводку по геологии и полезным ископаемым южной части Балтийского щита и прилегающих территорий Русской плиты.

Охарактеризованы пять тектонических периодов в его развитии – раннеархейский, позднеархейский (эо- или протократонный), карельский (протократонный), вендско-палеозойский (платформенный) и кайнозойский. Впервые для Госгеолкарты листа выделены местные стратиграфические подразделения для венда и палеозоя. Уточнена местная стратиграфическая схема позднего лопия. Рассмотрено глубинное строение территории, анализ которого проводился с использованием компьютерных технологий.

На основе анализа карт комплекта проведено тектоническое районирование территории листа с позиций концепции унаследованного развития. В частности показано, что становление и развитие Карельской гранит-зеленокаменной области (эократона) происходило от среднего лопия до сумия раннекарельского времени (тектоно-магматическая активизация).

Анализ структуры и формационных особенностей осадочных образований чехла ВЕП показал его многослойное и разноплановое строение, которое обусловлено этапами тектонической активности. Она сопровождалась перестройкой структурного плана, образованием новых структурных форм и активизацией унаследованных. Сложная конфигурация осадочных бассейнов, изменчивость рельефа дна и палеоклимата способствовали разнообразию фациальных условий, и соответственно, формационного состава (бокситоносные и другие формации).

Вместе с тем, целый ряд проблемных для региона вопросов остался нерешенным. В связи с проведенным анализом материалов наметились также новые проблемы. Основные проблемы стратиграфии региона связаны с раннедокембрийскими, рифейско-нижневендскими и кайнозойскими образованиями. Проблемой является и недостаточное датирование пород позднего лопия

и позднего карелия в регионе. Одной из важнейших задач является изучение опорных (стратотипических) разрезов, так как результаты их изучения, как правило, не опубликованы и недостаточно сопровождаются изотопным датированием пород.

В области стратиграфии четвертичных отложений актуальными задачами, требующими разрешения на следующих этапах геологических исследований, являются следующие.

1. Расчленение среднелепистоценовых отложений. В настоящее время в этом интервале выделяются отложения двух оледенений – вологодского и московского. Ледниковые и водно-ледниковые осадки этих горизонтов различаются по вещественному составу крупнообломочного материала, в меньшей степени – по минералогии. Основные усилия для обоснованного расчленения должны быть направлены на дальнейшее изучение разделяющих эти горизонты межледниковых озерных осадков горкинского горизонта, выяснение конкретной их палеонтологической характеристики и отличие ее от других межледниковий.

2. При исследовании верхнелепистоценовых образований необходимо уточнение границ ранне- и поздневалдайского оледенений (подпорожского и осташковского).

3. Для ледниковых отложений осташковского горизонта необходимо уделить внимание различению образований на стадии.

В регионе известны месторождения хрома, меди, никеля с сопутствующими благороднометалльными рудами и бокситов; нерудных – месторождения флюсовых известняков и доломитов, доломита, используемого в металлургии, огнеупорных глин, каолина и гипса, и рудопроявления благородных, редких, цветных металлов и нерудных полезных ископаемых. Они отражены на карте полезных ископаемых, где показано 25 крупных месторождений, 17 средних, 51 малое, 104 проявления, 83 пункта минерализации, 96 шлиховых и протолочных проб золота, платины, алмазов и минералов-спутников алмазов, (376 объектов) и на карте четвертичных образований – 150 крупных, 28 средних и 120 малых месторождений (298 объектов).

К наиболее актуальным вопросам изучения полезных ископаемых относятся: датирование металлогенических и, в частности, метасоматических процессов, контролирующих рудообразование; комплексное изучение выделенных и выявление новых локальных рудоносных структур. В них вероятно обнаружение новых рудных объектов Au, Pt, асбеста, талька. Несомненно, большой потенциальной рудоносностью обладают расслоенные интрузии с Cr, Ni, Pt специализацией. Самостоятельным направлением будущих исследований является изучение областей предвендского несогласия, в которых возможно выявление месторождений россыпного золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. Аксенов Е. М., Кузьменко Ю. Т., Бурзин М. Б. Верхневендский осадочный бассейн русской платформы: стратиграфия, история развития и районирование // Палеогеография венда – раннего палеозоя: Тез. докл. – Екатеринбург, 1996. – С. 83–85.
2. Аранович Л. Я., Бортников Л. С., Бушмин С. А. и др. Флюидные потоки в региональных зонах деформаций // Петрология. – 2009. – Т. 17. – № 4. – С. 415–436.
3. Арефьев М. П., Голубев В. К., Балабанов Ю. П. и др. Стратотипы и опорные разрезы континентальной перми и триаса Восточно-Европейской платформы: ключевые изотопно-геохимические, палеомагнитные и биотические события. – М. : ПИН РАН, 2015. – 104 с.
4. Астафьев Б. Ю. Метасоматиты метаморфических комплексов Карельского геоблока // Канд. дисс. – СПб., 1996. – 317 с.
5. Астафьев Б. Ю. Флюидопроницаемые тектонические зоны как геологические, металлогенические и геохронологические индикаторы условий формирования земной коры в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Мат-лы 14-й конференции «Связь поверхностных структур земной коры с глубинными». – Петрозаводск, 2008. – С. 31–33.
6. Астафьев Б. Ю., Воинов А. С., Воинова О. А. Роль флюидопроницаемых зон в формировании полезных ископаемых Карело-Кольского региона // Геологическая служба и минерально-сырьевая база России на пороге XXI века : Тез. докл. – СПб., 2000, кн. 1. – С. 24–25.
7. Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. Региональные флюидонасыщенные зоны в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Всероссийская научная конференция, посвященная 90-летию юбилею члена-корреспондента РАН Г. И. Горбунова. – Апатиты : Изд-во Кольского научного центра РАН, 2008. – С. 19–21.
8. Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. Геологическое строение и возраст корундсодержащих пород Кийостровского архипелага (Россия) // Геодинамика раннего докембрия: сходства и различия с фанерозоем. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2017. – С. 26–29.
9. Астафьев Б. Ю., Воинова О. А. Метасоматоз как индикатор раннедокембрийской эволюции Беломорского подвижного пояса и его обрамления // Геодинамические обстановки и термодинамические условия регионального метаморфизма в докембрии и фанерозое: Тез. докл. – СПб., 2017. – С. 23–25.
10. Атлас Карельской АССР. – М.: ГУГК СМ СССР, 1989. – 40 с.
11. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России. Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год». Электронное издание. – СПб. : ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2013. – 94 с.
12. Балаганский В. В. и др. Происхождение базальных сланцев сумия и возраст метавулканитов лопия на границе архея и протерозоя в Кукасозерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2011. – Т. 19. – № 4. – С. 1–18.

13. Байкова В. С., Лобач-Жученко С. Б., Левченков О. А. и др. Новые данные о геологическом положении и возрасте гранулитов Карелии // ДАН СССР. – 1984. – Т. 277. – № 2. – С. 442–444.
14. Байи Л. Новые данные о возрасте Бураковской расслоенной интрузии (Карелия) / Л. Байи, Т. Оже, А. Кошери и др. // Докл. РАН. – 2009. – Т. 425. – № 3. – С. 1–5.
15. Бархатова В. П. К геологии бассейнов юго-восточного побережья Онежского озера и верховьев р. Онеги: Тр. Сев. геол. упр., 1941. Вып. 9. – 68 с.
16. Бархатова В. П. Схема стратиграфии карбона: 54 листа общей карты Европейской части СССР // Изв. Ленингр. геол.-гидрогеод. треста, 1934, 4–5. – С. 3–18.
17. Беседин Е. Г., Борискин В. П., Горошко А. Ф. Гидроксилкарбонатизированные серпентиниты – потенциально новый источник никель-магниевого сырья // Разведка и охрана недр. – 1994. – № 4. – С. 7–8.
18. Богина М. М., Красивская И. С., Шарков Е. В. и др. Жильные граниты Бураковского расслоенного плутона, Южная Карелия // Петрология. – 2000. – Т. 8. – № 4. – С. 409–429.
19. Буданов Г. Ф., Молин В. А. Типы разрезов нижнеказанских отложений на севере Русской платформы // ДАН СССР. – Т. 183. – № 5. – 1968. – С. 1147–1150.
20. Бушмин С. А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Зап. ВМО. – 1987. – Вып. 5. – С. 585–601.
21. Бушмин С. А. Фации, фациальные серии метасоматоза и рудная специализация метаморфических поясов // Метасоматиты докембрия и их рудоносность. – М., 1989. – С. 46–63.
22. Бушмин С. А., Астафьев Б. Ю., Кулешевич Л. В. Метасоматиты зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области // Метасоматические процессы в докембрийских толщах. – Л.: Наука, 1991. – С. 145–178.
23. Водные ресурсы Республики Карелия и пути их использования для питьевого водоснабжения. – Петрозаводск : Карельский научный центр РАН, 2006. – 263 с.
24. Воинов А. С., Полеховский Ю. С. Некоторые вопросы геологии и метаморфизма беломорид Кийостровского архипелага (Ю. В. Беломорье) // Вестник ЛГУ. – 1971. – № 24.
25. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Карелии / Отв. ред. В. А. Соколов. – Л. : Наука, 1981. – 152 с.
26. Выписка из Решения расширенного заседания бюро комиссии от 21 января 1994 г. (Москва) Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 28. – СПб., 1996. – С. 18–20.
27. Вьяорюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. – М. : Изд-во «Иностран. лит.», 1959. – 295 с.
28. Ганешин Г. С. Геоморфологическое картирование и картирование четвертичных отложений при геологосъемочных работах. – М. : Недра, 1979. – 112 с.
29. Ганин В. А., Гриневич Н. Г., Логинов В. Н. Петрология и платинометалльное оруденение Бураковско-Аганозерской расслоенной интрузии // «Благородные металлы и алмазы севера европейской части России» : Тез. докл. – Петрозаводск, 1995. – С. 22–23.
30. Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов / Отв. ред. В. А. Глебовицкий, В. И. Шульдинер. – СПб., 1996. – 416 с.
31. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России / Под ред. Б. В. Петрова и В. П. Кирикова. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. – 528 с.
32. Геология Карелии. – Л., 1987. – 231 с.
33. Гидрогеология СССР, т. XXVII. Мурманская область и Карельская АССР. – М. : Недра, 1971. – 295 с.
34. Гидрогеология СССР, т. XLIV. Архангельская и Вологодская области. – М. : Недра, 1969. – 300 с.
35. Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. – Л., 1973. – 128 с.
36. Глебовицкий В. А. Геологические и физико-химические связи метасоматоза с региональным метаморфизмом // Метасоматиты докембрия и их рудоносность / Отв. ред. В. А. Жариков. – М., 1989. – С. 197–207.

37. Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. – Л., 1983. 216 с.

38. Глебовицкий В. А., Миллер Ю. В., Другова Г. М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника, 1996. – № 1. – С. 63–75.

39. Горошко А. Ф. Новый геолого-промышленный тип месторождений комплексного никель-магнезиального сырья в ультрамафитах Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1998. – С. 24–35.

40. Горошко А. Ф. Кемиститовые метасоматиты – показатель особого режима серпентинизации и гипергенеза ультрамафитов // Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений: Тез. докл. – Петрозаводск, 1996. – С. 48-49.

41. Горошко А. Ф., Кайряк А. И. Рудная минерализация в структуре зеленокаменного пояса Юго-Восточной Карелии // Зеленокаменные пояса древних щитов. – М. : Наука, 1982. – С. 157–169.

Государственная геологическая карта РФ. Масштаб 1 : 1000 000 (третье поколение)

42. Лист Р-(35),36 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 400 с.

43. Лист Q-37 – Архангельск. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 302 с.

44. Лист O-(35),36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2015. – 400 с.

45. Лист O-37 – Ярославль. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2016.

46. Лист Q-(35),36 – Апатиты. Объяснительная записка. – СПб. : Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. – 193 с.

47. Лист Р-(35)-37 – Петрозаводск. Объяснительная записка. – СПб., 2000. 322 с.

48. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-VI (Сегежа). Объяснительная записка / Под ред. Т. Е. Салтыковой. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2017. – 105 с.; 2013. – 326 с.

49. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-XII (Медвежьегорск). Объяснительная записка/ Под ред. И. А. Житниковой – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2013. – 326 с.

50. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-36-XVIII (Толвуя). Объяснительная записка / Под ред. И. А. Житниковой. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2016. – 105 с.; 2013. – 292 с.

51. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-37-IX (Ундозеро). Объяснительная записка / Под ред. И. А. Житниковой, А. В. Максимова – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. – 104 с.

52. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-37-X (Ярнема). Объяснительная записка / Под ред. К. Э. Якобсона – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2017. – 105 с.

53. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-37-XV (Поча). Объяснительная записка / Под ред. И. А. Житниковой, А. В. Максимова – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2023. – 135 с.

54. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Карельская. Лист Р-37-XVI (Конево). Объяснительная записка / Под ред. К. Э. Якобсона – СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2017. – 105 с.

55. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Онежская. Лист Р-37-XXIV (Канакша). Объяснительная записка / А. А. Черепанов, Н. А. Ерюхина, Т. Ю. Затульская. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2002. – 64 с.

56. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Онежская. Лист Р-37-XXV (Вытегра). Объяснительная записка / Под ред. К. Э. Якобсона – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2000. – 105 с.
57. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Листы Р-37-I (Маленьга), Р-37-VII, Р-37-VIII (Сергиево). Объяснительная записка / Н. М. Шемякина, В. Н. Копылова. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 94 с.
58. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы Р-37-IV, Р-37-V (Обозерский). Объяснительная записка / Т. Н. Зоренко, Т. Ю. Затульская, О. А. Александрова. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 1999. – 91 с.
59. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Р-37-VI (Емецк). Серия Мезенская. Листы Р-38-I,II (Сылога). Объяснительная записка / С. В. Мияскин, Л. С. Вертунова, А. Я. Лисицын. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 80 с.
60. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Карельская. Лист Р-37-XIV (Кумбасозеро). Объяснительная записка / В. А. Попова. – М., 1973. – 90 с.
61. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы Р-37-XXIII (Няндом), Р-37-XXVIII, Р-37-XXIX (Коноша). Объяснительная записка / А. В. Жакович. Под ред. К. Э. Якобсона. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 102 с.
62. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Р-37-XXVI (Анненский Мост), Р-37-XXVII (Патровская), Р-37-XXXII (Белозерск), Р-37-XXXIII (Ухта). Объяснительная записка / Под ред. К. Э. Якобсона. – М., 1998. – 151 с.
63. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Р-37-XXV (Вытегра). Объяснительная записка / В. С. Кофман, Т. В. Александрова, А. Г. Буштуев. – М., 1979. – 115 с.
64. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Лист Р-37-XXX (Усть-Шоноша), Серия Мезенская, Р-38-XXV (Вельск). Объяснительная записка / Т. Н. Зоренко, Т. Ю. Затульская, О. А. Александрова. – СПб. : Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. – 78 с.
65. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы Р-37-XXXIV (Бекетовская); Р-37-XXXV (Вожега); Р-37-XXXVI (Сямжа); О-37-VI (Шуйское). Объяснительная записка / А. Л. Буслович, М. Ф. Карчевский, О. Н. Андрианова, Е. Д. Бондаренко. – М., 1989. – 157 с.
66. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Листы Р-36-XXXVI (Шимозеро), Р-37-XXXI (Зубово). Объяснительная записка. – М., 1998.
67. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 3. Хромовые руды / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 56 с.
68. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 4. Ванадий / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 64 с.
69. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 8. Бокситы / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 104 с.
70. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 11. Медь / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 436 с.
71. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 28. Рассеянные элементы / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 540 с.
72. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 29. Золото. Т. 3. Северо-Западный федеральный округ / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 80 с.

73. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 31. Платиноиды / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 242 с.
74. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 49. Минеральные краски / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 84 с.
75. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 68. Формовочные материалы / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 232 с.
76. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 71. Доломит для металлургии / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 54 с.
77. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 73. Известняки флюсовые / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 98 с.
78. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 75. Цементное сырье / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 612 с.
79. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 76. Строительные камни. Том III / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 218 с.
80. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 78. Природные облицовочные камни / Ред. А. Д. Черкасов. – М., 2019. – 542 с.
81. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 96. Торф. – М., 2019. – 224 с.
82. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Вып. 101. Подземные воды (питьевые и технические). Т. 1. Кн. 2. Северо-Западный федеральный округ / Составители: О. Л. Федотова, С. В. Перепада. – М., 2019. – 428 с.
83. *Гричук В. П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины. АН СССР, 1961.
84. *Девятова Э. И.* Палинологическая характеристика верхнечетвертичных отложений Карелии // Четвертичная геология и геоморфология восточной части Балтийского щита. – Л., 1972. – С. 59–96.
85. *Девятова Э. И.* Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. – Петрозаводск, 1982. – 156 с.
86. *Девятова Э. И.* Стратиграфия четвертичных отложений и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Онеги. – М., 1961. – 89 с.
87. *Добейко И. П., Малика В. Г.* Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Архангельской области масштаба 1:1 000 000. – М., 1973. – 208 с.
88. Докембрийская геология СССР. – Л., 1988. – 440 с.
89. *Ефимов А. А., Каулина Т. Б.* Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуухта) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология: Тез. докл. – Петрозаводск, 1997. – С. 31.
90. *Заррина Е. П.* Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. – Л.: Недра, 1991. – 187 с.
91. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита / Под ред. К. О. Кратца. – Л., 1983. – 303 с.
92. *Злобин В. Л., Богина М. М., Минц М. М.* и др. Граница архей – палеопротерозой на Карельском кратоне: первые U-Pb данные по цирконам из мафитовых вулканитов, полученные на ионном зонде SHRIMP-II // Докл. РАН. – 2010. – Т. 435. – № 1. – С. 64–68.
93. *Иванов А. О., Лукиевич Э. В., Стинкулис Г. В.* и др. Стратиграфия девонских отложений Андомской горы // Проблемы геологии и минералогии / Отв. ред. А. М. Пыстин. – Сыктывкар : Геопринт, 2006. – С. 385–396.

94. Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии / Отв. ред. К. О. Кратц. – Л. : Наука, 1978. – 165 с.
95. История развития и минерагения чехла Русской платформы / Под ред. Ю. Г. Старицкого: Труды ВСЕГЕИ, новая серия. – 1981. – Т. 308. – 224 с.
96. Карта минеральных фаций метаморфических пород восточной части Балтийского щита / Ред. В. А. Глебовицкий. – СПб., 1991. 1 л.
97. *Кожевников В. Н., Кулешевич Л. В., Фурман В. Н.* Структурный анализ архейских образований участка «Золотые Пороги» (Восточная Карелия) // Магматизм и металлогения докембрийских образований Карелии. – Петрозаводск: Опер.-информ. материалы ИГ КарФАН СССР, 1983. – С. 47–51.
98. *Кожевников В. Н., Скублов С. Г.* Детритовые цирконы из архейских кварцитов Маткалахтинского зеленокаменного пояса. Карельский кратон: гидротермальные изменения, минеральные включения, изотопные возрасты // ДАН. – 2010. – Т. 430. – № 5. – С. 681–685.
99. *Коровкин В. А., Турылева Л. В.* Недра Северо-Запада Российской Федерации. – СПб., 2003. – 250 с.
100. *Костин В. А.* Гранитоиды и метасоматиты Водлозерского блока (Юго-Восточная Карелия). – Петрозаводск : КарНЦ РАН. 1989. – 165 с.
101. *Костин В. А., Костина Н. А.* К вопросу о пропилитизации и ее роли в металлогении архейских зеленокаменных поясов Карелии // Металлогения Карелии. – Петрозаводск : Изд-во КарФАН СССР, 1982. – С. 125–133.
102. *Котова Л. Н.* Условия метаморфизма гнейсо-гранитных ареалов Карелии: канд. дисс. – СПб., 1993. – 270 с.
103. *Куликова В. В.* Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. – Петрозаводск, КарНЦ РАН, 1993. – 254 с.
104. *Кулешевич Л. В.* Листвениты в зеленокаменных поясах Восточной Карелии // Геология рудных месторождений. – 1984. – Т. 26. – № 3. – С. 12–116.
105. *Кулешевич Л. В.* Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1992. – 267 с.
106. *Кулешевич Л. В., Никитин А. Н.* Колчеданное рудопоявление Золотые Пороги в Восточной Карелии (эволюция состава руд при метаморфизме) // «Метаморфизм вулканогенно-осадочных месторождений»: Тез. докл., Петрозаводск, 1996. – С. 49–50.
107. *Куликов В. С., Куликова В. В., Федюк А. В., Сухолетова Г. Н.* К стратиграфии лопия Каменнозерской структуры Ветреного пояса // Геология и стратиграфия докембрийских образований: Опер.-информ. материалы. – Петрозаводск : Изд-во КарФАН СССР, 1983. – С. 27–30.
108. *Куликов В. С., Куликова В. В.* К геологии Кийостровского архипелага Белого моря: Оперативно-информационные материалы. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1990. – С. 3–6.
109. *Куликов В. С., Куликова В. В., Шарков Е. В.* и др. Новые данные по геологии Кийостровского расслоенного интрузива (Онежская губа Белого моря) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения : Путеводитель и материалы конференции. – Петрозаводск, 2005. – С. 212–216.
110. *Лавров М. М., Голубев А. И., Трофимов Н. Н.* Геохимия и минерагения Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. – 2006. – № 1. – С. 3–13.
111. *Лавров М. М., Трофимов Н. Н., Голубев А. И., Слюсарев В. Д.* Геология и петрология Бураковского расслоенного интрузива // Отечественная геология. – 2004. – № 2. – С. 23–30.
112. *Легкова В. Г., Щукин Л. А.* Стратиграфия четвертичных отложений и их вещественный состав // Четвертичный покров Балтийского щита. – Л. : Недра, 1987. – С. 22–64.
113. *Лобач-Жученко С. Б., Глебовицкий В. А.* Геология и геохронология Балтийского щита // Геология и геохронология докембрия. – Л., 1989. – С. 71–81.
114. *Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А., Овчинникова Г. В.* и др. Раннеархейский водлозерский гнейсовый комплекс и его структурная и метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. – М.–Л., 1989. – С. 14–45.

115. *Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А., Левченков О. А.* и др. Водлозерский гнейсовый комплекс раннего архея и его структурно-метаморфическая эволюция // Изотопная геохронология докембрия. – Л., 1989. – С. 14–45.
116. *Лукашев А. Д.* Неотектонические движения // Геология Карелии. – Л. : Наука, 1987. – С. 125–128.
117. *Лукашев А. Д.* Новейшая тектоника Карелии. – Л., 1976. – 108 с.
118. *Малика В. Г.* и др. Объяснительная записка к Обзорной карте месторождений строительных материалов Архангельской области масштаба 1 : 1 500 000. – М., 1984. – Т. 1 (285 с.), Т. (287 с.).
119. *Мануйлов С. Ф., Рыбалко А. Е., Спиридонова Е. А., Спиридонов М. А.* Четвертичная геология северо-западной части Белого моря // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. – Петрозаводск : Карельский филиал АН СССР, 1977. – С. 47–55.
120. Металлогения Карелии. – Петрозаводск : Изд-во КарФАН СССР, 1982. – 277 с.
121. *Миллер Ю. В.* Тектоно-метаморфические циклы. – Л., 1982. – 160 с.
122. *Миллер Ю. В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. – Л., 1988. – 144 с.
123. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1 / Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. – Петрозаводск, 2006. – 280 с.
124. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2 / Отв. ред. В. П. Михайлов, В. Н. Аминов. – Петрозаводск, 2006. – 356 с.
125. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 1 – Архангельская обл. и Ненецкий автономный округ, 1993. – 311 с., т. 2 – Вологодская обл., 1993. – 234 с.
126. Минерально-сырьевая база строительной индустрии Российской Федерации. Т. 4 – Республика Карелия, 1993. – 190 с.
127. *Молоствовская И. И.* Зональная схема верхней перми по неморским остракодам // Доклады Международного симпозиума «Верхнепермские стратотипы Поволжья». – М. : ГЕОС, 1999. – С. 157–160.
128. *Негруца В. З.* Раннепротерозойские этапы развития восточной части Балтийского щита. – Л. : Недра, 1984. – 270 с.
129. Недра России. Т. 2. Экология геологической среды. – СПб.–М., 2002. – 662 с.
130. *Николаев Г. С., Арискин А. А.* Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: II. Строение краевой группы и оценка состава родоначальной магмы методом геохимической термометрии // Геохимия. – 2005. – № 7. – С. 712–732.
131. *Николаев Г. С., Хворов Д. М.* и др. Бураковско-Аганозерский расслоенный массив Заонежья: I. Геохимическая структура расслоенной серии плутона // Геохимия. – 2003. – № 8. – С. 847–865.
132. *Николаев Н. И.* Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии, Кольского п-ова // ДАН СССР. – 1966. – Т. 167. – № 6. – С. 1358–1361.
133. Общая стратиграфическая шкала нижнего докембрия России. Объяснительная записка. – Апатиты : Изд-во КНИЦ РАН, 2002. – 13 с.
134. Объяснительная записка к Региональным стратиграфическим схемам четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы. Север и северо-запад Восточно-Европейской платформы / В. Г. Легкова, В. Г. Ауслендер, В. Н. Копылова и др. // Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. – Л., 1986. – С. 14–25.
135. *Овчинникова Г. В., Лобач-Жученко С. Б., Сергеев С. А.* и др. Геохронология и петрология Позднекинематических гранитов Юго-Восточной Карелии по геохимическим и изотопным данным // Геохимия. – 1990. – № 11. – С. 1561–1573.
136. *Поликарпов В. К.* Вертикальная петрофизическая зональность Бураковского массива (Восточное Заонежье) и ее проявление в физических полях // Петрофизика древних образований. – Апатиты, 1986. – С. 45–47.
137. *Панасенко Г. Д.* Сейсмологические особенности северо-западной части Балтийского щита. – Л., 1968. – 185 с.
138. Петрографический кодекс (магматические и метаморфические образования). – СПб., 1995. – 128 с.

139. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. – СПб., 2002.
140. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. – 149 с.
141. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 31. – СПб., 1999. – 41 с.
142. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 33. – СПб., 2002.
143. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. – СПб., 2006. – 64 с.
144. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. – СПб., 2008. – 149 с.
145. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 39. – СПб. : Изд-во ВСЕГЕИ, 2010. – 84 с.
146. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В. А. Глебовицкий. – СПб., 2005. – 711 с.
147. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы, Ленинград, 1988 г. (с Межрегиональными стратиграфическими схемами). Девонская система. – Л., 1990. – 60 с., 9 схем.
148. Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с Региональными стратиграфическими схемами. Пермская система. Ленинград, 1988 г. – Л. : ВСЕГЕИ, 1990.
149. Решение Межведомственного стратиграфического совещания по триасу Восточно-Европейской платформы (Саратов, 1979). – Л. : ВСЕГЕИ, 1982. – 64 с. + 6 прил.
150. Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград–Полтава–Москва, 1983 г.) с региональными стратиграфическими схемами. – Л. : ВСЕГЕИ, 1986. – 156 с.
151. *Розанов В. И.* История геологического развития севера Русской плиты и Тимана в позднем палеозое и мезозое. Автореф. канд. дисс. – Саратов, 1982. – 156 с.
152. Русская платформа. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. – Л. : Недра, 1985. – 356 с.
153. *Рыбаков С. И.* Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. – Петрозаводск, 1980. – 136 с.
154. *Рыбаков С. И.* Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. – Л., 1987. – 266 с.
155. *Рыбаков С. И., Кожевников В. Н., Володичев О. И.* и др. Метаморфизм архейских зеленокаменных поясов Карелии // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. – Л., 1990. – С. 128–138.
156. *Самсонов А. В., Бибикина Е. В., Пухтель И. С., Щипанский А. А.* и др. Изотопные и геохимические различия кислых вулканических пород зеленокаменных поясов Карелии и их геотектоническое значение // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Тезисы докладов / Научн. ред. Ю. Б. Богданов, В. В. Иванников, Н. Б. Филиппов. – СПб., ГСФ «Минерал», 1996. – С. 74–75.
157. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Балластное сырье / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2019. – 116 с.
158. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Карбонатные породы для обжига на известь / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2019. – 274 с.
159. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Карбонатное сырье для сахарной и целлюлозно-бумажной промышленности / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2019. – 34 с.
160. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Карбонатные породы для химической мелиорации почв / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2019. – 176 с.

161. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Кирпично-черепичное сырье. Т. III. Северо-Западный Федеральный округ / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2018. – 120 с.
162. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Пески строительные. Т. III. Северо-Западный Федеральный округ. Часть 1 / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2018. – 426 с.
163. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 года. Песчано-гравийные материалы. Т. III. Северо-Западный Федеральный округ / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2018. – 658 с.
164. Сборник сводных материалов о запасах общераспространенных полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2019 года. Сырье для минеральной ваты / Ред. А. Б. Преображенский. – М., 2019. – 36 с.
165. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н. Ведлозерско-Сегозерский зеленокаменный пояс Центральной Карелии – новые геохронологические данные и интерпретация результатов // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2010. – С. 5–12.
166. Свириденко Л. П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. – Л.: Наука, 1980. – 216 с.
167. Сергеев А. С., Лобач-Жученко С. Б., Арестова Н. А. и др. Возраст и особенности цирконов древних гранитоидов р. Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия, 2008. – С. 647–659.
168. Серебряков Н. С., Астафьев Б. Ю., Воинова О. А., Пресняков С. Л. Первое локальное Th-U-Pb-датирование циркона метасоматитов Беломорского подвижного пояса // Докл. РАН. – 2007. – Т. 413. – № 3. – С. 388–392.
169. Слабунов А. И., Куликова В. В., Степанов В. С. и др. U-Pb геохронология (данные ионного микрозонда SHRIMP-II) цирконов Кийостровского расслоенного массива и корреляция палеопротерозойского магматизма юго-восточной части Фенноскандинавского щита // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Т. 2. – М. : ИГЕМ, 2006. – С. 281–287.
170. Слабунов А. И., Бережная Н. Г., Король Н. Е., Сибелев О. С., Володичев О. И. Неоархейский онежский гранулитовый комплекс Карельского кратона: особенности состава и новые данные изотопного датирования цирконов // Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли : Тез. докл., 2011. – С. 336–338.
171. Слабунов А. И., Сибелев О. С. и др. Гранулитовые и эклогитовые комплексы в истории Земли : Путеводитель научных экскурсий. – Петрозаводск, 2011. – С. 1–17.
172. Слюсарев В. Д., Куликов В. С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (юго-восток Балтийского щита). – Л. : Наука, 1973. – 104 с.
173. Смолькин В. Ф., Шарков Е. В., Лохов К. И., Сергеев С. А. Высоко-Mg вулканы Ветреного пояса (Восточная Карелия): Проблемы классификации, возраста и генезиса // XI всероссийское петрографическое совещание : Тез. докл. Т. 2. – Екатеринбург, 2010. – С. 250–251.
174. Справочник «Сапропелевые ресурсы России» (Архангельская область). – М. : ФГБУ «Росгеолфонд». – 1999.
175. Справочник «Сапропелевые ресурсы России» (Вологодская область). – М. : ФГБУ «Росгеолфонд», 1999. – 116 с.
176. Справочник «Сапропелевые ресурсы России» (Республика Карелия). – М. : ФГБУ «Росгеолфонд», 1999. – 72 с.
177. Старицкий Ю. Г. Основные проблемы металлогении платформ // Проблемы региональной металлогении // Труды ВСЕГЕИ. 1973. Т. 191. – С. 33–40.
178. Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. – Л., 1981. – 216 с.
179. Стратиграфический кодекс России, изд. третье. – СПб. : ВСЕГЕИ, 2006. – 96 с.
180. Сыстра Ю. И. Тектоника Карельского региона. – СПб. : Наука, 1991. – 176 с.

181. Суйсарский пикрит-базальтовый комплекс палеопротерозоя Карелии / Отв. ред. В. С. Куликов. – Петрозаводск : КарНЦ РАН, 1999. – 96 с.
182. Татарские отложения реки Сухоны. – Саратов : Изд-во «Научная книга», 2001. – 204 с.
183. *Тарайко В. И.* Космодром «Плесецк» (Архангельская область) и проблемы чрезвычайных ситуаций // Экология человека. – 1996. – № 3. – С. 50–53.
184. *Терехов Е. Н.* Особенности распределения редкоземельных элементов в корунд-содержащих и других метасоматитах периода подъема к поверхности метаморфических пород Беломорского пояса (Балтийский щит) // Геохимия. – 2007. – № 4. – С. 411–428.
185. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. – Л., 1990. – 144 с.
186. *Филиппов Н. Б., Вревский А. Б.* Золото Фенноскандии: от статистики к стратегии // Золото Фенноскандинавского щита. – Петрозаводск : КНУ РАН, 2013. – С. 166–171.
187. *Харитонов Л. Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. – М. : Недра, 1966. – 359 с.
188. *Хейсканен К. И.* Палеогеография Балтийского щита в карельское время. – Петрозаводск : Карел. науч. центр. АН СССР, 1990. – 126 с.
189. *Чекулаев В. П.* Архейские гранитоиды Карелии и их роль в формировании континентальной коры Балтийского щита // Автореф. докт. дисс. – СПб., 1996. – 41 с.
190. *Чистяков А. В., Шарков Е. В.* Петрология раннепалеопротерозойского бураковского комплекса, Южная Карелия // Петрология. – 2003. – Т. 16. – № 1. – С. 66–91.
191. *Шарков Е. В., Смолькин В. Ф., Красивская И. С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. – 1997. – Т. 5. – № 5. – С. 503–522.
192. *Щипцов В. В., Кожевников В. Н., Скорнякова Н. И.* Гранитоиды архея юго-восточной части Балтийского щита. – Л. : Наука, 1987. – 119 с.
193. Уточненная субрегиональная стратиграфическая схема триасовых отложений запада, центра и севера Восточно-Европейской платформы (Польско-Литовская, Московская и Мезенская синеклизы, Вятско-Камская впадина). – М. : ПИН РАН, 2011. – 32 с. + 2 прил.
194. *Якобсон К. Э., Никулин С. Н.* Вендские отложения Ветреного пояса // Советская геология. – 1985. – № 4. – С. 80–83.
195. *Amelin Yu. V., Heaman L. M., Semenov V. S.* U-Pb geochronology of layered mafic intrusions in the eastern Baltic Shield: Implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precamb. Res. – 1995. – V. 75. – P. 31–46.
196. *Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in Baltic Shield // Precamb. Res. – 1993. – Vol. 64. – P. 3–21.
197. *Korsman K., Hölttä P., Hautala T., Wasenius P.* Metamorphism as an indicator of evolution and structure of the crust in eastern Finland // Geol. Surv. Fin., Bull. – 1984. – 328. – 40 p.
198. *Kulikova V. S., Bychkova Ya. V., Kulikov V. V., Ernst R.* The Vetreney Poyas (Windy Belt) subprovince of southeastern Fennoscandia: An essential component of the ca. 2.5-2.4 Ga Sumian large igneous provinces // Precambrian Res. – 2010. – P. 589–601.
199. *Lobach-Zhuchenko S. B., Chekulaev V. P., Sergeev S. A., Levchenkov O. A., Krylov I. N.* Archaean rocks from South-eastern Karelia (Karelian granite–greenstone terrain) // Precambrian Res. – 1993. – 62. – P. 375–397.
200. *Puchtel I. S., M. Touboul, J. Blichert-Toft, R. J. Walker, A. D. Brandon, R. W. Nicklas, V. S. Kulikov, A. V. Samsonov.* Lithophile and siderophile element systematics of Earth's mantle at the Archean-Proterozoic boundary: Evidence from 2.4 Ga komatiites // Geochimica et Cosmochimica Acta 180 (2016). – P. 227–255.
201. *Puchtel I. S., Zhuravlev D. Z., Kulikova V. V.* Petrology and Sm-Nd systematics of the Early Archean highly magnesian metavolcanics of the Vodla Block, Baltic Shield. Internation. Geol. Rev. – 1993. – Vol. 35. – P. 825–839.

Фондовая

202. *Ахмедов А. М., Соколов С. В., Марченко А. Г.* и др. Отчет о результатах работ по договору № 814 по поисковому этапу «Геологическое изучение – поиски и оценка металлов платиновой группы и золота в пределах Сумозерско-Пулозерской площади и технико-экономические соображения (ТЭС) по этой площади». – СПб., 2008. ФГБУ «Росгеолфонд», № 491491.

203. *Ахмедов А. М., Крупеник В. А.* Выделение корреляционных горизонтов для целей составления опорных стратиграфических разрезов тулозерской и суйсарской свит Онежской структуры: Отчет по теме № 803, 1991. Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ».

204. *Белов А. В., Ключников В. И., Лешуков С. И.* и др. Прогнозно-поисковые работы на алмазы в пределах Плесецкой перспективной площади (Архангельская область). Госконтракт № 2-2006. ЗАО «Архангельские алмазы», 2007. Архангельск. Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 9900.

205. *Бобылева С. Н.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд в пределах Каменноозерской группы аномалий (Восточная Карелия). – Петрозаводск, 1987. ФБУ «ТФГИ ПО СЗФО», № 25275.

206. *Бобылева С. Н.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисковых работ на хризотил-асбест в пределах Светлоозерского участка в Восточной Карелии за 1983–1985 гг. – Петрозаводск, 1985. ФБУ «ТФГИ ПО СЗФО», № 24899.

207. *Богачёв В. А., Салтыкова Т. Е., Буслович А. Л.* Легенда Балтийской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) / Ред. Ю. Б. Богданов. – СПб., 2004.

208. *Богданов Ю. Б., Петров Б. В., Шемякина Н. М.* и др. Проведение типизации зеленокаменных поясов раннего докембрия Балтийского и Украинского щитов и оценка их потенциальной рудоносности на традиционные и новые типы полезных ископаемых. – Л., 1988. Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ», № 15705.

209. *Бурский А. З., Голубкина Г. С., Денисевич О. А.* и др. Отчет по объекту «Провести актуализацию Скифской, Мезенской, Балтийской, Норильской серийных легенд для обеспечения листов Госгеолкарты-1000/3 современными стратиграфо-палеонтологическими, петрологическими и геохронологическими данными». – СПб., ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2014. ФГБУ «Росгеолфонд», № 15490.

210. *Буслович А. Л., Лутковская О. А.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Тихвинско-Онежская. Р-36-XXXVI, Р-37-XXXI, 1988, ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 25794.

211. *Буслович А. Л.* Отчет о групповой геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 территории Белоручейского горнодобывающего района (Вытегорская группа листов Р-37-98-В,Г, 99-В, 109-Б, 110-А,Б,В,Г, 111-А,В), проведенных в Вологодской области в 1990–1995 гг. Объект «Вытегорский», 1995. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 26662.

212. *Воинова О. А., Астафьев Б. Ю.* Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка Региональной корреляционной схемы метасоматоза; составление карты средне- и низкотемпературных метасоматитов раннего докембрия карелии масштаба 1 : 1 000 000». – СПб., 1999, ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

213. *Ганин В. А., Дегтярев Н. К., Логинов В. Н.* и др. Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ в пределах Бураковского расслоенного интрузива и его обрамления, 2005. ФБУ Росгеолфонд, № 492048.

214. *Ганин В. А.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах ГГК масштаба 1 : 50 000 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд. – Петрозаводск, 1995. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 26616.

215. *Ганин В. А.* (отв. исп.). Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000. – Петрозаводск, 1989. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 25980.

216. *Гаскельберг Л. А.* и др. Составление Геологической карты Карело-Кольского региона и северо-запада Восточно-Европейской плиты масштаба 1 : 500 000. – Л., 1988, ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 25809.

217. *Голубев Ю. К.* Ревизионные работы по локализации перспективных на коренные источники алмазов площадей территории Северо-Западного федерального округа с разработкой оптимальных геологоразведочных комплексов, 2014. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 28484.

218. *Горошко А. Ф.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на Аганозерском месторождении никеленосных серпентинитов в пудожском районе Республики Карелия, проведенных в 1990–1995 гг., 1997. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 26763.

219. *Грушевой Г. В., Шор Г. М.* Отчет по теме 402 «Оценить перспективы плитных комплексов платформ России на выявление комплексных месторождений урана на основе составления прогнозно-металлогенических карт в масштабах 1 : 5 000 000 для территории России и 1 : 2 500 000 для Русской платформы». – СПб., 1997 г., Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ», № 1931.

220. *Гурьянов К. Ф.* и др. Обзор сырьевой базы цветных камней Мурманской, Архангельской областей и Карельской АССР. – Л., 1971. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 21291.

221. *Дверницкий Б. Г.* Отчет по массовым поискам урана, проведенным северо-западным территориальным геологическим управлением в 1976 году. – М., ФГБУ «Росгеолфонд», 1977, № 22978.

222. *Кальберг Э. А., Болотина А. И.* Отчет по поисковым работам в Северо-Онежском бокситовом районе за 1954–1956 гг. 4 книги, 1 папка, 1 тетр. СЗГУ, Северо-Онежская ГРП, 1957. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 335.

223. *Кальберг Э. А., Болотина А. И.* Сводный отчет о результатах разведочных работ на Беловодской, Евсюковской и Чирцовской залежах Иксинского месторождения и на Плесецком месторождении Северо-Онежского бокситового района за 1955–1958 гг. 8 книг, 12 папок. СЗГУ, 1958. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», инв. № 360.

224. *Кальберг Э. А., Иванов С. А., Вартанова И. А.* Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000, проведенной Приозерской партией в Плесецком районе Архангельской области (лист Р-37-ХV) в 1962–1966 гг. – Архангельск, 1968.

225. *Кальберг Э. А., Саар А. А.* Отчет о разведочных работах на Беловодской и Евсюковской залежах Иксинского месторождения и Дениславском месторождении Северо-Онежского бокситового района, произведенных в 1954 г. Северо-Онежской ГРП. 7 книг, 8 папок, 1 тетр. СЗГУ, 1955. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 249.

226. *Капишникова О. П.* Геологическое строение и полезные ископаемые Сезской площади. Отчет о проведении групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 с общими поисками в пределах листов Р-37-66; 67-А-Б; 68-А; глубинного геологического картирования масштаба 1 : 200 000 в пределах листов Р-37-54-В, Г; 55-В,Г; 56-В; 66; 67-А,Б; 68-А за 1989–1994 гг., 1994. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», Архангельский филиал, № 8087.

227. *Карпузова Н. У., Арсеньев Б. П., Карпузов А. Ф.* и др. Отчет по объекту «Провести актуализацию Центрально-Европейской СЛ-1000/3 и мониторинг входящих в нее действующих серийных легенд ГК-200/2 с использованием технологического комплекса «Легенда». – М., 2014. ФГБУ «Росгеолфонд», № 515406.

228. *Киселев И. И.* Отчет по теме: «Составление Карты рассыпной минерализации Карело-Кольского региона масштаба 1 : 500 000 с целью выделения перспективных площадей на поиски россыпей», 1993. ПРГПЦ, № 26333.

229. *Кислов В. П.* и др. Отчет о проведении геологической съемки и глубинного геологического картирования масштаба 1 : 50 000 с общими поисками по Кенозерско-Токшинской площади Ветреного пояса (листы Р-37-53-В, Г-в; 64-Г; 65-А,В). АО «Плесецкгеосервис», 1993.

230. *Кислов В. П., Зайцева Н. Ф., Лебедев Н. А., Черных В. А.* Информационный отчет о проведении геологического доизучения, составлении и подготовке к изданию листов

Р-37-XXI,XXII,XXVII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, 2002. – Архангельск, 2002.

231. *Колокольцев В. Г.* (отв. исп.). Отчет по теме «Оценка рудоносности палеозойских эпох корообразования на севере Русской платформы», 1982. Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ».

232. *Коровкин В. А.* (отв. исп.). Карта прогнозных ресурсов Северо-Запада РФ, 1994. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 26524.

233. *Короткин В. Н., Чаенков В. Н.* Отчет по доразведке Западного участка Беловодской залежи Иксинского месторождения бокситов с целью уточнения контуров рудного тела. 3 книги, 1 папка. Концерн «Алюминий», СОБР, 1992. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 7861.

234. *Котельников В. А.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисково-разведочных работ, произведенных в 1959–1960 гг. на Мехреньгском месторождении гипса в Плесецком районе Архангельской области, 1962. ФГБУ «Росгеолфонд», № 243029.

235. *Кофман В. С.* Объяснительная записка к Региональной карте бокситоносности территории деятельности Северо-Западного территориального геологического управления. (Отчет по теме: Изучение литолого-фациальных особенностей визейских отложений, кор выветривания и закономерностей размещения месторождений бокситов в Южном и Восточном Приладожье), 1972. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 21801.

236. *Логинов В. Н.* и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на хромовые руды в пределах главного хромитового горизонта Аганозерского блока в Пудожгорском районе Карелии, проведенных в 1990–1994 г. – Петрозаводск, 1995. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 26621.

237. *Мазуркевич К. Н.* (отв. исп.) Отчет о результатах работ по объекту: «Мониторинг и дополнение сводной цифровой геолого-картографической основы России для решения проблем воспроизводства минерально-сырьевой базы федерального уровня». – СПб., ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2016. ФГБУ «Росгеолфонд».

238. *Махнач З. К., Лившина Э. Л., Вартанова В. Г.* Отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной Ширбозерской партией в Плесецком районе Архангельской области в 1961–1964 гг., 1965. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», Архангельский филиал, № 571.

239. *Медведев В. А., Машкара А. М., Пылаев Н. Ф.* и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на золото и металлы платиновой группы, выполненных на Нименьгской площади в Архангельской области в 2001–2006 гг., 2006. ФГБУ «Росгеолфонд», № 498707.

240. *Медведев В. А., Вержак В. В., Кечкин Л. П.* и др. Отчет «Оценка и учет прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Архангельской области и Ненецкого автономного округа по состоянию на 1 января 1998 года», 1997. Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 8456.

241. *Мокриенко З. М., Буслович А. Л.* и др. Отчет о групповой комплексной геолого-гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 в пределах Онежско-Белозерского и Воже-Верхнесухонского водоразделов Вологодской и Архангельской областей за 1976–1982 гг. Листы Р-36-XXXVI, Р-37-XXVI,XXVII,XXXI–XXXVI, О-37-VI. Т. 1–3. ТГФ СЗРГЦ, 1982. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 24058.

242. *Никулин С. Н., Авгулевич Н. М., Соболева И. А.* Отчет о геологической съемке на территории листов Р-37-43-Б, Г; Р-37-44-А,Б,В,Г (Сомбинская ГСР), 1977.

243. *Петров Б. В.* (отв. исп.). Составление прогнозно-металлогенической карты масштаба 1 : 200 000 территории Ветреного пояса и его обрамления на комплекс полезных ископаемых. – Л. Т. 1, 1983. Геолфонд ФГБУ «ВСЕГЕИ».

244. *Пустовойтов В. С.* (отв. исп.) Отчет о результатах выполненных работ по объекту «Поисковые работы на никель на Маткалахтинской перспективной площади (Республика Карелия)». ОАО «Центрально-Кольская экспедиция», 2014. «Росгеолфонд», № 516919.

245. *Путинцева Е. В., Мурадымов Г. Ш., Житникова И. А.* и др. 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), 2007. ФГБУ «Росгеолфонд», № 491066.

246. *Ракитин И. Ю., Пылаев Н. Ф., Медведев В. А.* и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ на золото и металлы платиновой группы, проведенных на Нименьгской площади в Архангельской области в 2007–2010 гг. 2010., ФГБУ «Росгеолфонд», № 501834.

247. *Саркисян С. С., Мелкумян С. А.* Отчет о результатах поисков никеленосных кор выветривания, связанных с ультраосновными породами, в междуречье Ундоши и Лужмы, проведенных Талицкой партией в 1978–1983 гг. 3 книги, 2 папки. АПГО, Плесецкая ГРЭ, 1983. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 5859.

248. *Сомов Н. В., Разумовский О. О., Сомов С. В.* Отчет о результатах поисков бокситов вдоль юго-восточного склона Ветреного пояса (Лужемская поисковая партия, 1970–1978 гг.). 2 книги, 3 папки. АТГУ, Плесецкая КГРЭ, 1978. – Архангельский филиал ФБУ «ТФГИ по СЗФО». – № 4787.

249. Торфяной фонд Вологодской области. – М., 1968. С. 617. ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

250. Торфяные месторождения Архангельской области (Обзорная карта масштаба 1 : 750 000). – М., 1959. ФБУ «ТФГИ ПО СЗФО».

251. Торфяные месторождения Карельской АССР. – М, 1979. С. 636. ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

252. *Тытык В. М., Власов Г. В., Федюк З. Н.* и др. Отчет о результатах геологоразведочных работ 1-го этапа (предварительная разведка), проведенных на Лебяжинском, Светлоозерском, Восточно-Вожминском и Золотопорожском медно-никелевых и Северо-Вожминском медно-цинковом месторождениях в Сегежском и Медвежьегорском районах Республики Карелия в 1990–1994 гг. по договору с Текобанком (Объект Кивиярви). – Петрозаводск, 1997. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», филиал по Республике Карелия, № 456.

253. *Филиппов В. П.* Оценка перспектив россыпной золотоносности северной части Вологодской области, 2004. «ТФГИ по СЗФО», № 27369.

254. *Фурман В. Н.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисков медно-никелевых руд, связанных с коматититами в Каменноозерской структуре за 1985–1989 гг., 1989. ФБУ «ТФГИ ПО СЗФО», № 25843.

255. *Фурман В. Н., Бобылёва С. Н., Бондарева Т. В.* и др. Отчет о результатах поисковых и поисково-оценочных работ на карбонат-талльковые руды в пределах Светлоозерского массива ультрамафитов в 1990–1994 гг., 1995. «ТФГИ по СЗФО», № 26594.

256. *Фурман В. Н.* (отв. исп.). Отчет о результатах поисков медно-никелевых и других руд в западной части Каменноозерской структуры Ветреного Пояса за 1980–1983 гг., 1983. ФБУ «ТФГИ по СЗФО», № 24445.

257. *Шашкин В. М., Герасимов С. Н., Истратов В. А.* и др. Отчет о поисковых и оценочных работах на Тягозеро-Аганозерском участке недр в Пудожском районе Республики Карелия в 2001–2006 гг. и ТЭО КИН временных кондиций участка Кукручей Шалозерского рудопроявления ЗАО «Норит К», 2006. Росгеолфонд, № 487448.

258. *Шибко Г. М.* (отв. исп.). Составление структурно-формационной карты Карельской части Ветреного пояса в масштабе 1 : 200 000 с выделением рудных формаций. – Петрозаводск, 1983. ФБУ «ТФГИ по СЗФО».

259. *Шокальский С. П., Кашибин С. Н., Соболев Н. Н.* и др. Отчет о результатах работ по объекту «Разработка и создание структурно-тектонической и геодинамической моделей Арктического бассейна и концепции его развития», 2011. ФГБУ «Росгеолфонд», № 502609.

Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и проточных проб, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-37 – Плесецк Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Черные металлы			
Ж е л е з о			
II-1-30	П	Сенегозерское	57
III-4-10	П	Икса	54
IV-5-4	П	Иксинское	61
II-2-8	ПМ	Мельничный	57
III-4-13	ПМ	Скв. 22	54
III-4-15	ПМ	Скв. 23	54
III-4-23	ПМ	Каримское 1	54
III-4-25	ПМ	Река Чарокса	54
III-4-26	ПМ	Руч. Гуменный	54
III-4-27	ПМ	Каримское 2	54
III-4-33	ПМ	Река Мяндова 2	54
III-4-34	ПМ	Руч. Долговский	54
III-4-36	ПМ	Щетинное	54
III-4-37	ПМ	Река Новый	54
Ж е л е з о , т и т а н			
III-3-10	ПМ	Кочмозерское	53
Х р о м			
III-1-5	МК/ПО	Аганозерское	214, 67
II-1-15	П	Прибрежное	57
III-1-4	П	Яккозерское	214
III-1-11	П	Скв. 84	214
II-1-13	ПМ	Пограничное	57
II-1-26	ПМ	Лукичевское	57
II-1-32	ПМ	Илексинский	57
II-2-5	ПМ	Шидозерский	57
II-2-12	ПМ	Икозерское	57
II-3-19	ПМ	Летний Конец	51
Х р о м , п л а т и н а , н и к е л ь , з о л о т о			
III-1-14	МС	Шалозерское (уч. Кукручей)	257,67
Х р о м , з о л о т о			
III-1-12	П	Рагнозерское	236

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Хром, платина			
Ш-1-17	П	Южное (скв. 37)	236
Хром, асбест			
П-1-23	ПМ	Лексинское	57
Ванадий, уран			
П-4-9	П	Воереченское	52
П-4-12	П	Верхне-Телзинское	52
П-4-18	ПМ	Обн. 57	52
Титан, железо, ванадий			
Ш-1-8	П	Тубозерское	215
Ш-1-15	П	Пелгозеро	215
Титан, ванадий			
Ш-1-13	П	Скв. 29-Г	215
Цветные металлы			
Медь			
П-1-11	П	Верхне-Вожминское	57
Ш-2-1	П	Токшинское	60
Ш-2-2	П	Залазноозерское	60
Медь, цинк			
П-1-3	ММ	Северо-Вожминское	123
Медь, никель			
П-1-31	ПМ	Мельничный	57
Свинец, висмут			
И-1-8	ПМ	Заячий	57
Цинк			
П-1-6	П	Нялозерское	123
Ш-3-13	П	Токшинское	53
Никель			
П-1-5	П	Западно-Вожминское	123
П-1-8	П	Хизлевудитовое	123
Ш-2-3	П	Маласозерское	123
Ш-2-5	П	Винельское	123
Ш-4-21	П	Чернозерское	54
П-2-9	ПМ	Восточно-Монастырское	123

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-2-10	ПМ	Вожозерское	123
II-3-8	ПМ	Обн. 1035	51
Никель, кобальт			
III-4-16	МС	Талицкое	54
III-4-30	МС	Сезское	54
Никель, магний			
III-1-2	МК	Аганозерское	123, 214
Никель, медь			
II-1-12	МС	Лебяжинское	123
II-1-10	П	Кумбуксинское	57
III-3-27	П	Волошовское-III	53
II-3-12	ПМ	Куруское	51
Никель, медь, кобальт			
II-1-17	МС	Светлоозерское	123
II-1-2	ММ	Восточно-Вожминское	123
II-1-4	П	Центрально-Вожминское	123
II-1-24	П	Лещевское	123, 254
Никель, медь, золото			
III-3-29	П	Волошовское I,II	53
Никель, медь, кобальт, серный колчедан			
II-1-16	П	Золотопорожское	106, 123
Алюминий (бокситы)			
II-5-8	МК	Плесецкое	222,69
III-5-3	МС	Дениславское	225,69
III-3-15	П	Треугольное	53
V-1-26	П	Среднерубежское	211
V-1-27	П	Лемское	56
V-2-8	П	Анненский Мост	62
VI-1-10	П	Шогдинское	66
VI-3-2	П	Богеньга	62
VI-3-3	П	Росликово	62
VI-3-5	П	Чистый Двор	62
III-3-31	ПМ	Скв. С-8	53
V-1-29	ПМ	Алимозеро	56
V-1-30	ПМ	Скв. 66	56
V-1-31	ПМ	Верtselьга	56
V-1-33	ПМ	Новостройка	56
VI-1-1	ПМ	Лемская	66
VI-1-4	ПМ	Лухтозеро	66

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-1-5	ПМ	Лухтозеро	66
VI-1-6	ПМ	Лухтозеро	66
VI-1-7	ПМ	Куштозеро, оз.	66
Алюминий (бокситы), ванадий, галлий			
III-4-9	МК/Э	Иксинское	54,69
Алюминий (бокситы), каолин			
VI-1-2	П	Салозеро (скв. 660)	66
VI-2-3	П	Гладкий, руч. (скв. 662)	62
VI-2-12	П	Поповка (скв. 682)	62
VI-2-13	П	Юрино (скв. 690)	62
Благородные металлы			
Золото			
I-1-9	П	Половнино	57
I-2-3	П	Медвежьи Горы	246
II-1-19	П	Золотопорожское	254
II-2-1	П	Воронье	246
II-3-1	П	Русловое (скв. 156)	51
II-3-2	П	Старцево (Костеничное)	246
II-3-6	П	Пезозерское	246
II-3-7	П	Водораздельное	246
III-1-9	П	Скв. 185	214
III-1-10	П	Скв. 169–171	214
III-3-14	П	Выдрино	53
III-3-18	П	Кипозерское	53
III-3-22	П	Скв. 56а	246
III-3-26	П	Вешкозёрское	246
III-3-30	П	Нижне-Волошовское	246
III-3-36	П	Мошкозёрское	53
III-3-39	П	Педозерское	246
III-3-40	П	Святозерское	246
III-3-42	П	Кенозерское	246
I-2-4	ПМ	Никодимка	246
II-2-3	ПМ	Двойные Озера	57
II-2-4	ПМ	Подломка, руч.	246
II-2-11	ПМ	Лопское, оз., 4,5 км к СВ	246
II-3-5	ПМ	Порса, скв. 181	51
II-3-9	ПМ	Первое Устье скв. 152	51
II-3-11	ПМ	Пр. 15803	51
II-3-16	ПМ	Кожозеро, западный берег	246
II-3-18	ПМ	Кожозеро, западный берег	246
II-3-20	ПМ	Кожозеро, оз. 4 км к Ю от южного конца	246
II-3-21	ПМ	Скв. 2	51
II-4-8	ПМ	Руч. Берёзовый	52

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
II-4-15	ПМ	Обнажение, р. Сомба	52
III-3-5	ПМ	Река Кочма	246
III-3-17	ПМ	Северное	53
III-3-19	ПМ	Высота 122,7	53
III-3-33	ПМ	Юго-Западное	53
III-3-34	ПМ	Высота 176,8	53
III-3-37	ПМ	Горня	53
III-3-38	ПМ	Игнатозёрское	53
III-3-41	ПМ	Шапмозеро	53
II-3-3	ШП		51
II-3-10	ШП		51
II-3-13	ШП		51
II-3-15	ШП		51
II-4-1	ШП	Шелекса, р.	52
II-4-2	ШП	Нижняя Телза, р.	52
II-4-3	ШП	Нижняя Телза, р.	52
II-4-4	ШП	Нижняя Телза, р.	52
II-4-5	ШП	Верхняя Телза, р.	52
II-4-6	ШП	Воя, р.	52
II-4-7	ШП	Воя, р.	52
II-4-10	ШП	Верхняя Телза, р.	52
II-4-11	ШП	Верхняя Телза, р.	52
II-4-13	ШП	Верхняя Телза, р.	52
II-4-19	ШП	Сомба, р.	52
II-4-20	ШП		52
II-4-21	ШП	Емца, р.	52
II-4-22	ШП	Сомба, р.	52
II-4-25	ШП		52
II-4-26	ШП	Сомба, р.	52
II-4-27	ШП	Сомба, р.	52
II-4-29	ШП	Сомба, р.	52
III-3-1	ШП	Токша, р.	53
III-3-2	ШП	Токша, р.	53
III-3-3	ШП		53
III-3-4	ШП		53
III-3-6	ШП	Токша, р.	53
III-3-7	ШП	Токша, р.	53
III-3-16	ШП	Токша, р.	53
IV-1-5	ШП	Тикачево, дер.	253
IV-1-8	ШП	Октябрьский, пос.	253
V-1-2	ШП	Никулино, дер.	253
V-1-4	ШП	Марино, дер.	253
V-1-5	ШП	Андома, р.	253
V-1-7	ШП	Великий Двор, дер.	253
V-1-10	ШП	Озерное Устье, дер.	253
V-1-28	ШП	Лема, пос.	253

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-1-32	ШП	Верховье р. Лема	253
V-2-1	ШП	Борисово, дер.	253
V-2-2	ШП	Мирный, пос., 4 км к С	253
V-2-3	ШП	Мирный, пос.	253
V-2-7	ШП	Прокшино, дер.	253
V-6-3	ШП	Потуловская, дер.	253
V-6-4	ШП	Костюнская, дер.	253
VI-2-2	ШП	Нефедово, дер.	253
VI-2-4	ШП	Малая Чаготма, дер.	253
VI-2-5	ШП	Нефедово, дер.	253
VI-2-6	ШП	Бонга, пос.	253
VI-2-7	ШП	Левино, дер.	253
VI-2-8	ШП	Харбово, дер.	253
VI-2-9	ШП	Турзино, дер.	253
VI-2-11	ШП	Берниково, дер.	253
VI-3-6	ШП	Коварзино, дер.	253
VI-5-2	ШП	Федяшинская, пос.	253
VI-5-5	ШП	Ючка, пос.	253
VI-6-1	ШП	Паюс, дер.	253
VI-6-2	ШП	Ковда, р.	253
VI-6-3	ШП	Войга, р.	253
VI-6-7	ШП	Устье р. Двинца	253
VI-6-8	ШП	Коптыриах, дер.	253
Золото, платина			
I-1-2	П,РП	Шапочка	246
I-1-3	П,РП	Прибортовое	246
I-1-5	П,РП	Хребтовое	246
I-1-6	П,РП	Горелое	246
I-1-7	П,РП	Речное	246
III-1-6	П	Скв. 279	214
II-4-14	ПМ	Скв. 44	52
II-4-16	ПМ	Скв. 47	52
II-4-17	ПМ	Скв. 50	52
Золото, серебро			
II-3-4	П	Колозерское, скв. МК-71	51
II-3-17	ПМ	Летний Конец 169	51
III-3-11	ПМ	Надвиговое	53
Золото, пирит, пирротин (серный колчедан)			
II-1-27	П	Геофизическое	246
Платина и платиноиды (ЭПГ)			
III-1-3	П	Аганозерский	214
III-1-16	П	Скв. 333, 334	214

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
П л а т и н а , н и к е л ь			
III-1-7	П	Скв. 68	214
Радиоактивные элементы			
У р а н			
I-5-11	ПМ	Скв. 15	219
IV-1-6	ПМ	Куржекса	219
IV-2-2	ПМ	Водлинское (скв. 603)	219
IV-5-2	ПМ	Няндомская структурная скважина	219
V-1-1	ПМ	Скв. 1	56
V-1-6	ПМ	Скв. 8	56
V-1-9	ПМ	Скв. 12	56
V-1-23	ПМ	Скв. 6,7 (Житненское)	56
V-1-34	ПМ	Скв. 75	56
V-5-1	ПМ	Коношская опорная скважина	219
VI-3-1	ПМ	Скв. 661	219
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
Химическое сырье			
Пирит, пирротин (серный колчедан)			
II-1-21	П	Лексинское	57
II-1-28	П	Сенегозерское	57
III-3-32	П	Емельяниха	53
III-3-25	ПМ	Нюхчозерское	53
Известняк (ф л ю с)			
II-5-4	МК	Савинское, уч. Шестовский и Правобережный	118, 77
V-1-19	МК	Белоручейское, уч. Белоручейский	56, 77
V-2-5	МК/Э	Белоручейское, уч. Ковжинский	62, 77
I-5-6	ММ	Швакинское, уч. Западный	58, 77
Известняк			
I-5-8	ММ/Э	Швакинское, уч. Восточный	58, 159
Минеральные удобрения			
Агрокарбонатные руды			
III-4-39	ММ	Бережно-Дубровское	54
III-4-40	ММ	Эктыша	54
V-1-17	ММ	Темноручейское	63, 160
VI-1-9	ММ	Край	210
VI-2-1	ММ	Зуево	62
VI-5-10	ММ	Дырково	65
VI-6-4	ММ	Погорелка	65

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-6-5	ММ	Лукьяновская	65
VI-6-6	ММ	Матвеевское	65
Керамическое и огнеупорное сырье			
Пегматит керамический			
III-2-4	П	Суховодлинское	60
III-2-6	П	Шумечье	60
III-2-7	П	Черевское	60
III-2-8	П	Заволоченское	60
Каолин			
III-4-2	П	Дер. Шабеньга	54
III-4-32	П	Лужменское	54
VI-1-2	П	Салозеро (скв. 660)	66
VI-1-3	П	Голяши	231
VI-1-8	П	Янголахта	231
VI-2-3	П	Гладкий, руч. (скв. 662)	62
VI-2-10	П	Пиксимова	231
VI-2-12	П	Поповка (скв. 682)	62
VI-2-13	П	Юрино (скв. 690)	62
Глины огнеупорные			
III-4-14	МК	Иксинское	54
V-1-21	ММ	Житненское	56
V-1-22	ММ	Патровское	56
V-1-25	ММ	Сперовское	56
Доломит огнеупорный			
II-5-2	МК	Емецкое	118, 76
V-2-4	МК	Белоручейское	211
V-1-20	МС	Новинкинское	56, 76
Горнотехническое сырье			
Асбест хризотилловый			
II-1-18	П	Светлоозерское	57
III-3-9	П	Токшинское	212
II-1-1	ПМ	Мурайгора	57
II-1-7	ПМ	Ройнгорское	57
II-1-9	ПМ	Щелейный Бор	57
II-1-22	ПМ	Иленское	57
II-1-25	ПМ	Лексинское	57
II-1-29	ПМ	Сенегозерское	57
II-3-14	ПМ	Обн. 18183	51
III-3-8	ПМ	Скв. 127э	53
III-3-21	ПМ	Скв. 054	53

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Т а л ь к			
II-1-20	П	Светлоозерский массив	205
Т а л ь к о - х л о р и т			
III-1-1	П	Кополозерское	214
Драгоценные и поделочные камни			
Алмазы и их спутники			
Хромдиопсид, хромшпинелид			
I-4-1	ШП		240
I-4-2	ШП		240
I-5-1	ШП		240
I-5-2	ШП		240
I-6-4	ШП		240
I-6-6	ШП		240
Пироп, хромдиопсид, хромшпинелид			
I-6-1	ШП		240
Пироп			
I-6-7	ШП		240
II-4-23	ШП		217
II-4-30	ШП		217
II-4-31	ШП		217
III-4-1	ШП		217
III-4-5	ШП		217
III-4-7	ШП		217
III-4-18	ШП		217
III-4-19	ШП		217
III-4-20	ШП		217
III-4-28	ШП		217
III-4-35	ШП		217
Хромшпинелид			
II-4-24	ШП		217
II-4-28	ШП		217
II-4-32	ШП		217
II-4-34	ШП		217
III-4-38	ШП		217
Хромдиопсид			
III-4-6	ШП		217
Пироп, хромшпинелид			
III-4-3	ШП		217
III-4-17	ШП		217

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Пироп, хромдиопсид			
Ш-4-8	ШП		217
Ш-4-11	ШП		217
Алмаз			
I-6-2	ШП		240
I-6-5	ШП		240
Алмаз, пироп, хромдиопсид, хромшпинелид			
П-1-14	ПП	Палозерское	57
П-2-2	ПП	Ручьевское	57
П-2-7	ПП	Олений Рог II	57
Алмаз, пироп, хромшпинелид			
П-2-6	ПП	Олений Рог I	57
П-2-13	ПП	Нетомское	57
Корунд			
I-2-1	П	Кийостров	108
Строительные материалы			
Магматические породы			
Кислые интрузивные породы. Гранит			
IV-1-2	МК/Э	Кашина Гора (ок)	126, 80
IV-1-3	МК/Э	Немецкая Гора (ок)	124, 80
IV-1-1	ММ	Бочилковское-1 (ок)	124, 80
IV-1-4	ММ/Э	Гора Токимовка (ок)	124, 80
IV-2-1	ММ	Порштинское	124
Гранитогнейс			
I-1-1	МК/Э	Золотуха	49, 79
I-2-2	МК	Важенгора	49, 79
Основные эффузивные породы			
Базальт			
I-1-4	МК	Шапочка	79
П-4-33	МК	Гора Каливецкое Щелье	52, 79
П-4-35	МК	Гора Чёрная	52, 79
П-4-36	МК/ПО	Мяндуха	52, 79
П-4-37	МК	Гора Лодья	52, 79
Ш-4-4	МК/Э	Хямгора	54, 79
Метапорфирит			
Ш-5-2	МС/Э	Булатовское	125, 79

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Карбонатные породы			
Известняк			
I-5-6	МК	Швакинское, уч. Западный	58, 158
I-5-10	МК	Обозерское	58, 158
I-6-3	МК	Орлецкое	59, 158
V-1-18	МК	Девятинское	56
I-4-3	МС	Кямское	58, 158
I-6-8	ММ	Брин-Наволоцкое	59
II-5-1	ММ/Э	Савинское, уч. Огарковский	118, 78
IV-5-1	ММ	Шултусское	61
V-4-1	ММ	Ковжинское	61
V-6-1	ММ	Заостровское	64
V-6-2	ММ	Мауркинское	64
Доломит			
II-5-6	ММ	Канифольское	47
IV-3-1	ММ	Килинское, уч. Килинский, Соснино	160
Прочие ископаемые			
Песок формовочный			
V-1-11	ММ	Кленовское	56, 75
V-1-15	ММ	Мокридинское	56
V-1-16	ММ	6-й шлюз	56
V-1-22	ММ	Патровское	56
Гипс			
III-6-1	МК	Мехреньгское	87
VI-4-1	П	Азлецкое	241
VI-5-1	П	Федяевское	241
VI-5-3	П	Кубенское	241
VI-5-4	П	Вожегодское	241
VI-5-7	П	Козловское	241
VI-5-9	П	Шокшинское	241
Минеральные краски			
V-1-21	МС	Житненское	56, 74
V-1-24	МС	Тагажемское	56, 74
V-1-8	ММ	Андомское	125
V-1-11	ММ	Кленовское	56, 74
V-1-12	ММ	Видручейское	56
V-1-25	ММ	Сперовское	56
Глины абсорбционные			
III-3-24	ММ	Кармозёрское	53
III-3-12	П	Гуменное	53

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-3-20	П	Островичное	53
III-3-23	П	Сандольское	53
III-3-28	П	Сарозёрское	53
III-3-35	П	Октябрьское	53
III-4-22	П	Малашевское	54
III-4-24	П	Безымянное	54
III-4-29	П	Большое Ширбозеро	54
III-4-31	П	Коношевское	54
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ			
Питьевые			
Пресные			
I-5-4	МС	Пермиловское, уч. Верховинский 2	82
I-5-5	МС	Пермиловское, уч. Верховинский 1	82
I-5-7	МС/Э	Пермиловское, уч. Корбатинский 2	82
I-5-9	МС/Э	Пермиловское, уч. Корбатинский 1	82
II-5-7	МС/Э	Мирнинское	82
III-5-4	МС	Дениславское, уч. Южнодениславский	82
I-5-3	ММ	Пермиловское, уч. Шелмозерский	82
II-5-3	ММ/Э	Савинское, уч. Южносавинский	82
II-5-5	ММ	Савинское, уч. Мостищенский	82
II-5-9	ММ/Э	Западноплесецкое	82
II-6-1	ММ	Большое Квандозерское	82
III-4-12	ММ	Североонежское	82
III-5-1	ММ/Э	Дениславское, уч. Плесецкий	82
IV-1-7	ММ	Саминское	82
IV-4-1	ММ	Няндомское, уч. Шелтусовский	82
IV-4-2	ММ	Каргопольское	82
IV-5-3	ММ/Э	Няндомское, уч. Североморский	82
V-1-3	ММ	Андомское	82
V-1-13	ММ/Э	Нововытегорское, уч. Северо-Восточный	82
V-1-14	ММ	Нововытегорское, уч. Заречный	82
V-2-6	ММ/Э	Александровское	82
V-5-2	ММ	Коношское	82
VI-3-4	ММ/Э	Липинборское	82
VI-5-6	ММ/Э	Вожегодское	82
VI-5-8	ММ/Э	Пундугское	82
VI-6-9	ММ/Э	Сямженское, уч. Горка	82

Примечание. МК – крупное месторождение; МС – среднее месторождение; ММ – малое месторождение; П – рудопроявление; РП – россыпное проявление; ПМ – пункт минерализации; ШП – шлиховая проба; ПП – протоочная проба; Э – эксплуатируемые; ПО – подготовленные к освоению; Р – разведываемые; (ок) – облицовочный камень. При перечислении полезных компоненты указаны в порядке убывания значимости.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа Р-37 – Плесецк Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
Твердые горючие ископаемые			
Г о р ф			
I-2-5	МК	Рочевское	250
I-2-6	МК	Кушерека	250
I-2-7	МК	Нименьгское II	250
I-2-8	МК	Нименьгское I	250
I-3-6	МК	Черневский Мох	250
I-3-8	МК	Шаго-Мох	250
I-3-9	МК	Кирилловское	250
I-3-10	МК	Большой Мох I	250
I-3-11	МК	Мондинское	250
I-3-13	МК	Сергеевское	250
I-3-15	МК	Букоборское	250
I-3-16	МК	Коженский Мох	250
I-3-17	МК	Парза-Мох	250
I-3-19	МК	Кобылий Мох	250
I-3-20	МК	Порса II	250
I-4-4	МК	Лейхо-Мох	250
I-4-6	МК	Половинный Мох	250
I-4-9	МК	Малый Мох	250
I-5-13	МК	Кеньгское	250
I-5-16	МК	Светлое	250
I-5-17	МК	Большое	250
I-5-22	МК	Сегозерское	250
I-6-9	МК/Э	Дикое	250
II-3-22	МК	Порса I	250
II-4-41	МК	Горелец	250
II-4-42	МК	Великий Мох	250
II-5-14	МК	Великоозерское	250
II-5-15	МК	Малокобылье	250
II-5-17	МК	Куликово Болото	250
II-6-2	МК	Раковское	250
III-4-41	МК	Тетеревский Мох	250
III-4-44	МК	Оксовский Мох	250
III-4-46	МК	Малашевский Мох	250
III-4-49	МК	Великий Мох	250
III-5-5	МК	Белозерский Мох	250
III-5-9	МК	Полесское	250
III-5-10	МК	Кимбинское	250

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
III-5-11	МК	Веральский Мох	250
IV-1-12	МК	Муромское	251
IV-2-5	МК	Великий Мох	251
IV-3-3	МК	Пяженское	250
IV-3-4	МК	Спасские Мхи	250
IV-3-6	МК	Яблонька	250
IV-3-7	МК	Лунево	250
IV-3-8	МК	Просторное	250
IV-3-9	МК	Боровское	250
IV-3-10	МК	Калитинское	250
IV-3-12	МК	Лапинское	250
IV-4-4	МК	Жаровский Мох	250
IV-4-7	МК	Чамкунья	250
IV-4-8	МК	Большой Мох	250
IV-4-9	МК	Казенная Дача	250
IV-4-11	МК	Шуйское	250
IV-4-13	МК	Кипемская Чисть	250
IV-4-14	МК	Вересовское	250
IV-5-5	МК	Мошинское	250
V-1-35	МК	Крестенское	249
V-1-37	МК	Тренинское	249
V-1-40	МК	Санг-Болото	249
V-1-45	МК	Пиявочное	249
V-1-46	МК	Гладкое II	249
V-1-48	МК	Великодворское	249
V-1-49	МК	Ваткомское	249
V-2-11	МК	Морошечное	249
V-2-12	МК	Ось-Болото	249
V-2-13	МК	Ватцарское	249
V-2-15	МК	Сазо	249
V-2-17	МК	Кобылье I	249
V-2-18	МК	Кобылье II	249
V-2-20	МК	Большое	249
V-3-1	МК	Кинемское	250
V-3-2	МК	Нешпахта	250
V-3-3	МК	Сосновец	250
V-3-4	МК	Долгий Мох	250
V-3-5	МК	Средняя Чисть	250
V-3-6	МК	Большое	250
V-3-7	МК	Долгая Чисть	250
V-3-10	МК	Соколье	250
V-3-11	МК	Большая Чисть II	250
V-3-13	МК	Чарозерское	250
V-4-2	МК	Еломенские Чисти	250
V-4-3	МК	Подьгодница	250
V-4-4	МК	Кисловское	250

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-4-6	МК	Шурковское	250
V-4-7	МК	Кемское	250
V-4-8	МК	Варьпоськое	250
V-4-9	МК	Слободское I	250
V-5-3	МК	Вандыш	250
V-5-4	МК	Волошское (Лывы)	250
V-5-7	МК	Филимоновская Чисть	250
VI-1-11	МК	Пороцкое	249
VI-1-12	МК	Лупозерское	249
VI-1-13	МК	Тумбенская Пахта	249
VI-1-18	МК	Шольское	249
VI-1-19	МК	Сепатковское	249
VI-1-21	МК	Янешь-Болото	249
VI-1-22	МК	Марковское	249
VI-1-23	МК	Селищенское	249
VI-1-24	МК	Китово	249
VI-1-25	МК	Лебязья Чисть	249
VI-1-26	МК/Э	Северная Чисть	249
VI-2-14	МК	Медвежья Пахта	249
VI-2-15	МК	Гладкое	249
VI-2-18	МК	Норское	249
VI-2-19	МК	Березовик	249
VI-2-20	МК	Ярья	249
VI-2-21	МК	Кемское	249
VI-2-23	МК	Шунжебойское	249
VI-2-24	МК	Журба I, Кустовское	249
VI-2-25	МК/Э	Силькино	249
VI-3-9	МК	Римохское	249
VI-3-11	МК	Чарозерское II	249
VI-3-12	МК	Козловское	249
VI-3-13	МК	Мольское	249
VI-3-14	МК	Большая Чисть I	249
VI-3-15	МК	Чарондское	249
VI-3-20	МК	Пенье	249
VI-3-21	МК	Поржимское	249
VI-3-22	МК	Сенное I	249
VI-3-23	МК	Петраковское I	249
VI-4-2	МК	Приозерная Дача	249
VI-4-3	МК	Пуглинское	249
VI-4-5	МК	Боярское	249
VI-4-6	МК	Тинготомское	249
VI-4-12	МК/Э	Малая Чисть I	249
VI-4-15	МК	Большой Мох	249
VI-4-16	МК	Андреевское	249
VI-4-17	МК	Яхреньгское	249
VI-5-11	МК	Троицкое	249

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-5-13	МК/Э	Савинское	249
VI-5-17	МК	Великий Мох	249
VI-6-12	МК	Доровское	249
VI-6-13	МК	Соколье	249
Глинистые породы			
Глины кирпичные, суглинки			
V-1-43	МК	Коларучейское	63
VI-2-22	МК	Вашки	62, 161
I-3-5	МС	Андское	125, 161
I-3-7	МС	Тесовка	125, 161
I-6-13	ММ	Хоробрицкое	125, 161
II-5-27	ММ	Плесецкое	125, 161
IV-3-5	ММ	Полуборское	125, 161
IV-4-6	ММ	Архангело-Шелоховское	125, 161
IV-5-15	ММ	Няндомское	125, 161
IV-5-16	ММ	Волошское	125
V-1-38	ММ	Чундручейское	56, 161
V-6-13	ММ	Солгинское	125, 164
VI-5-15	ММ	Вожеготское	65, 161
Глины для цементного производства			
II-4-39	МК	Тесское	52, 78
II-5-25	МК/Э	Шелекса-Южная	87, 78
II-5-20	МС	Савинское, уч. Тимме	87, 78
II-5-24	МС	Савинское, уч. Шелекса	87, 78
III-4-43	ММ	Казаковское	87
Глины керамзитовые			
III-4-42	МК	Беловодская залежь	54
Обломочные породы			
Песчано-гравийный материал			
I-5-19	МК/Э	Капустник	125, 163
II-5-26	МК	Пярское	125
III-4-47	МК/Э	Карасово	54, 163
III-4-48	МК	Синичье	54, 163
IV-5-13	МК/Э	Няндама-5	125, 163
IV-5-14	МК	Северо-Восточное (Паршаковское)	125, 163
VI-1-14	МК	Аксеновское	66, 163
I-2-9	МС	Нименга	125
I-3-1	МС	Линдогорское	125, 163
I-6-10	МС	Казенщина	163
III-4-45	МС/Э	Подкомандировка-1	54, 163
IV-4-10	МС/Э	Нименьга	125, 163

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
IV-5-12	МС/Э	Черное	125, 163
IV-5-15	МС/Э	Няндомское	125, 163
V-5-6	МС	Звеньячье-Заречное	61, 163
V-5-8	МС	Подюга-Звеньячье	163
V-5-10	МС	45 км	61, 163
V-5-12	МС	Николаевское	61, 163
V-5-13	МС	Норменга	61, 163
V-6-8	МС	Заподюжье	64, 163
V-6-11	МС/Э	Куваш 2	64, 163
VI-1-20	МС	Панкратовское	66, 163
VI-5-12	МС/Э	Вожегское	65, 163
VI-5-14	МС/Э	Ефимовское	65, 163
VI-5-16	МС/Э	Похватинское	65, 163
I-5-12	ММ/Э	Левашка-I	125, 163
I-5-14	ММ/Э	Левашка-2	125, 163
I-5-15	ММ/Э	Квартал -17	125, 163
I-6-11	ММ	Смердя	125
I-6-12	ММ/Э	Жилино-1	125, 163
II-4-38	ММ	Кутованга	52
II-4-40	ММ	Ярнема	52
II-5-10	ММ/Э	Крапивино	125, 163
II-5-11	ММ/Э	Крапивино-2	163
II-5-12	ММ/Э	Крапивино-3	163
II-5-13	ММ/Э	Березовка	125, 163
II-5-23	ММ/Э	Савинское	125, 163
III-3-43	ММ	Торосозерское	53
III-4-50	ММ/Э	Костино	54, 163
III-4-51	ММ	Погостское	54
IV-1-11	ММ	Сустрержское	125, 163
IV-1-13	ММ/Э	Октябрьское	125, 163
IV-2-4	ММ	Чумбас-озеро	125, 163
IV-3-2	ММ	Тарасиха	125
IV-4-5	ММ	Марковское	125
IV-5-7	ММ/Э	Россоха	163
IV-5-8	ММ/Э	Кривое	163
IV-5-9	ММ/Э	Шестиозерский	163
IV-5-10	ММ/Э	Щучье	163
IV-5-11	ММ	Ильино	163
IV-6-1	ММ/Э	Юрьевское	125, 163
IV-6-3	ММ	Уздра	125, 163
IV-6-4	ММ	Каменское	125, 163
V-1-44	ММ/Э	Каровское	56, 163
V-1-47	ММ	Южно-Каровское	163
V-2-9	ММ/Э	Янишево	62, 163
V-2-16	ММ/Э	Шимка	62, 163
V-3-9	ММ	Солза	163

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-5-5	ММ	Пастухово	61
V-5-9	ММ	Вельцы	61
V-5-11	ММ	Чуры	61, 163
V-5-18	ММ/Э	Антиповское	61, 163
V-6-5	ММ	Вельское	64, 163
V-6-6	ММ/Э	Тарасово	64, 163
V-6-7	ММ/Э	Тарасово-1	64, 163
V-6-9	ММ	Усть-Подюга	64
V-6-14	ММ/Э	Потуловское	163
VI-2-17	ММ/Э	Нефедово	62, 163
VI-3-16	ММ	Павлово-2	62, 163
VI-4-13	ММ/Э	Зуена	65, 163
VI-5-19	ММ/Э	Гремяченское	65, 163
VI-6-10	ММ/Э	Кудринское	65, 163
VI-6-11	ММ	Основинское	65, 163
Песок строительный			
I-6-10	МК	Казенщина	162
I-6-14	МК	Челмохта	125
II-5-18	МК	Кореничное	125
II-5-21	МК	Шестовское	125
III-4-48	МК	Синичье	54, 162
VI-5-19	МК/Э	Гремяченское	65, 162
I-3-3	МС	Ватэга	125
IV-2-4	МС	Чумбас-озеро	126, 162
V-6-9	МС	Усть-Подюга	64
I-3-2	ММ	Шалга	125
I-5-18	ММ/Э	Сев. Миглас	125, 162
I-6-12	ММ/Э	Жилино-1	125, 162
I-6-15	ММ/Э	Чача	125, 162
I-6-16	ММ/Э	Коскошино	157
II-4-38	ММ	Кугованга	52
II-5-16	ММ	Волчаница	125, 157
II-5-19	ММ/Э	Сухая Шеликса	125, 157
II-5-22	ММ	Остречье	125, 162
IV-1-10	ММ	Кошуковское	162
IV-1-11	ММ	Сустрезское	126, 162
IV-1-14	ММ	Лахнево	125, 162
IV-2-3	ММ	76-й квартал	126, 162
IV-6-3	ММ	Уздра	125, 162
IV-6-5	ММ	Леменьга	125, 162
V-1-36	ММ	Вербушка	56, 162
V-1-41	ММ/Э	Захарьинское	162
V-1-42	ММ/Э	Софья Гора	162
V-2-10	ММ	Кемские Озера	62, 162
V-2-19	ММ/Э	ПК-45	62, 162

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
V-3-8	ММ	Сварозеро	162
V-5-11	ММ	Чуры	61, 162
V-5-19	ММ	Месторождение № 3	61, 162
V-6-12	ММ	Цыпино	162
VI-2-16	ММ	Остров	62, 162
VI-2-17	ММ/Э	Нефедово	62, 162
VI-3-24	ММ	Зимник	62, 162
Прочие ископаемые			
Минеральные краски			
V-4-10	ММ	Коношское	61, 74
V-6-10	ММ	Синегское	64, 74
Сапропель			
III-5-6	МС	Белое	174
III-5-8	МС	Пукозеро	174
IV-5-6	МС	Спасское	174
VI-3-8	МС	Кительское	175
VI-3-10	МС	Карманское	175
I-3-12	ММ	Карбатовское	174
I-3-14	ММ	Сулкозеро	174
I-3-18	ММ	Воймозеро	174
I-4-5	ММ	Унозеро	174
I-4-7	ММ	Оченское	174
I-4-8	ММ	Хачельское	174
I-5-20	ММ	Кямозеро	174
I-5-21	ММ	Большой Ловдус	174
I-5-23	ММ	Обозеро	174
III-5-7	ММ	Среднее	174
IV-1-9	ММ	Жадовское	176
IV-3-11	ММ	Святое	174
IV-4-3	ММ	Лейбушское	174
IV-4-12	ММ	Малое Шуйское	174
IV-6-2	ММ	Тегрозеро	174
V-1-39	ММ	Гадово	175
V-2-14	ММ	Мал. Янозеро	175
V-3-12	ММ	Анашкино	175
V-3-14	ММ	Карельское	175
V-4-5	ММ	Кислое	174
V-4-11	ММ	Узловское	174
V-5-14	ММ	Вельское	174
V-5-15	ММ	Глубокое	174
V-5-16	ММ	Сосновское	174
V-5-17	ММ	Синцибино	174
VI-1-15	ММ	Мысоватое	175

Индекс квадрата и номер объекта	Характер объекта. Промышленная освоенность	Название или географическая привязка объекта	Номер источника по списку литературы
VI-1-16	ММ	Кергозеро	175
VI-1-17	ММ	Батожник	175
VI-1-27	ММ	Лисье	175
VI-1-28	ММ	Сьвозеро	175
VI-3-7	ММ	Сокольское	175
VI-3-17	ММ	Боровое	175
VI-3-18	ММ	Коростелево	175
VI-3-19	ММ	Перешное	175
VI-4-4	ММ	Без названия	175
VI-4-7	ММ	Цибино	175
VI-4-8	ММ	Тимошинское	175
VI-4-9	ММ	Мелкое	175
VI-4-10	ММ	Лапшино	175
VI-4-11	ММ	Сорочкино	175
VI-4-14	ММ	Журавлишное	175
VI-5-18	ММ	Ширчинское	175
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ			
Питьевые			
Пресные			
I-3-4	ММ/Э	Онежское	82

Примечание. МК – крупное месторождение; МС – среднее месторождение; ММ – малое месторождение; Э – эксплуатируемые. При перечислении полезные компоненты указаны в порядке убывания значимости.

Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений

Индекс объекта прогноза	Название, ранг подразделения	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С ₁				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃	
КАРЕЛО-КОЛЬСКАЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ КАРЕЛЬСКАЯ СУБПРОВИНЦИЯ Минерагенические зоны, рудные районы и узлы архейско-протерозойского возраста Восточно-Карельская потенциальная хром-никель-золоторудная минерагеническая зона 1 Au,Ni,Cr/AR ₂ -PR ₁ Сумозерско-Каменноозерский медно-никелево-золоторудный потенциальный район 1.1 Au,Ni,Cu													
1.1.1	Вожминский золото-медно-никелевый рудный узел	Ni	тыс. т	257			31,7	60,9		39,3	5200		[70, 252], авторские
		Cu	тыс. т				13,4	21,03		7,0	78		
		Au коренное	т										21,8
II-1-11	Верхне-Вожминское П	Cu	тыс. т						6,5				[57]
II-1-2	Восточно-Вожминское ММ	Ni	тыс. т			16,9	3,3						[123]
		Cu	тыс. т			4,5	1,2						
II-1-16	Золотопорожское П	Ni	тыс. т				6,2		9,3				[106, 123]
		Cu	тыс. т				0,3		0,5				
II-1-10	Кумбуксинское П	Ni	тыс. т							200			[123]
		Cu	тыс. т							78			
II-1-12	Лебяжинское МС	Ni	тыс. т			4,4	27,9						[123]
		Cu	тыс. т			1,2	12,7						
II-1-17	Светлоозерское МС	Ni	тыс. т			10,4	23,5						[123]
		Cu	тыс. т			1,6	3,23						

Индекс объекта прогноза	Название, ранг подразделения	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С ₁				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃	
П-1-3	Северо-Вожминское ММ	Cu	тыс. т				6,1	3,6				[123]	
		Zn	тыс. т				17,8	14,5					
П-1-8	Хизлевудитовое П	Ni	тыс. т							5000		[123]	
П-1-24	Лещевское П	Ni	тыс. т						30			[114, 236]	
1.1.2	Кенозерский потенциальный золоторудный узел	Au коренное	т	450							27	Авторские	
2.0.1	Бураковский благородно-металльно-магний-никель-хромовый рудный узел	Cr	млн т	492			8,11	20,1			1,8		[67, 70, 72, 73] [213, 257]
		Ni	тыс. т				0,4	749,4	38 028				
		MgO	млн т					82,357	4539				
		Au коренное	т				0,031	0,197		6,18	16,5	7,95	
		Pt	т				0,269	2,166		95,49	4,17	72,13	
III-1-3	Аганозерский П	Pt	т						10,57	4,17		[214]	
III-1-2	Аганозерское МК	Ni	тыс. т				746		38 028			[123, 214]	
		MgO	млн т				82,357	4539					
III-1-5	Аганозерское МК	Cr	млн т			8,11	18,5					[67, 214]	
III-1-10	Скв. 169-171 П	Au (к)	т						1,38	16,5		[214]	
III-1-16	Скв. 333-334 П	Pt	т						14,32			[214]	
III-1-4	Яккозерское П	Cr	млн т							1,8		[214]	
III-1-14	Шалозерское (участок Кукручей) МС	Cr	млн т				1,6					[67, 214]	
		Pt	т			0,269	2,166		70,6			[73, 214]	
		Ni	тыс. т			0,4	3,4					[214]	
		Au (к)	т			0,031	0,197		4,8			[72, 214]	

Индекс объекта прогноза	Название, ранг подразделения	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С ₁				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃	
Рудные районы вне минерагенических зон													
Кожозерско-Нименьгский потенциальный платино-золоторудно-россыпной район 0.1 Au,Pt/PR₁;V													
0.1.1	Нименьгский потенциальный платино-золоторудно-россыпной узел	Au (россыпное)	т	956				2,4		22	22	100,4	[246]
		Pt (россыпное)	т					0,2		8	10	43	
		Au коренное									28	21	[202], авторские
I-1-3	Прибортовое П	Au (p)	т						11	3		[246]	
		Pt (p)	т						3	1			
I-1-7	Речное П	Au (p)	т				2,4		11	11		[246]	
		Pt (p)	т				0,2		5	6			
I-1-2	Шапочка П	Au (к)	т							28		[202, 246]	
		Au (p)	т							8		[246]	
I-1-5	Хребтовое П	Pt (p)	т							2		[246]	
I-1-6	Горелый П	Pt (p)	т							1		[246]	
0.1.2	Кожозерский потенциальный золоторудный узел	Au коренное	т	118,5							16,3	[51]	
Рудные узлы вне минерагенических зон													
0.0.1	Ширбозерский кобальтово-никелевый рудный узел	Ni	тыс. т	459				112,94				48	[52]
		Co	тыс. т					12			5		
III-4-30	Сезское МС	Ni	тыс. т				73,84						[54]
		Co	тыс. т				7,5						
III-4-16	Талицкое МС	Ni	тыс. т				39,1						[54]
		Co	тыс. т				4,5						

Индекс объекта прогноза	Название, ранг подразделения	Полезное ископаемое	Ед. изм.	Площадь в пределах листа, км ²	Запасы категорий А, В и С ₁				Забалансовые запасы	Прогнозные ресурсы			Источник информации
					А	В	С ₁	С ₂		Р ₁	Р ₂	Р ₃	
0.0.2	Пыссомский потенциальный платино-золоторудный узел	Аu коренное	т	187								31	[52]
		Pt	т									23	
МИНЕРАГЕНИЧЕСКАЯ ПРОВИНЦИЯ РУССКОЙ ПЛИТЫ Минерагенические зоны и рудные узлы палеозойского возраста <i>Тихвинско-Онежская бокситоносная минерагеническая зона 3 А/С₁</i>													
3.0.1	Иксинский бокситоносный узел	Бокситы	млн т	684	26,3	104,4	121,5		342,8				[69]
III-5-3	Дениславское МС	Бокситы	млн т						17,1				[69, 225]
III-4-9	Иксинское (алюминий) МК	Бокситы	млн т		26,3	104,4	121,5		25,5				[69, 54]
	Иксинское	Ga	тыс. т				6,653						
		V ₂ O ₅	тыс. т				166,9						
II-5-8	Плесецкое (алюминий) МК	Бокситы	млн т						300,2				[69, 222]
3.0.2	Вытегорский потенциальный бокситоносный узел	Бокситы	млн т	966							10	168	[56], авторские
V-1-27	Лемское П	Бокситы	млн т								2		[56]
V-1-26	Среднерубежское П	Бокситы	млн т								8		[211]
Алмазоносные районы протерозойско-палеозойского возраста вне минерагенических зон													
0.2	Двинско-Пинежский потенциальный алмазоносный район	Алмазы	млн карат	4614								25	[240]
0.3	Средне-Онежский потенциальный алмазоносный район	Алмазы	млн карат	1863								56,2	[52, 54]

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические				
Черные металлы	Хром	1 РУ	С ₂ , млн т	20,1
			Р ₂ , млн т	1,8
Цветные металлы	Медь	1 РУ	С ₂ , тыс. т	21,03
			Р ₁ , тыс. т	7,0
			Р ₂ , тыс. т	78
	Никель	3 РУ	С ₂ , тыс. т	923,24
			Р ₁ , тыс. т	38067,3
			Р ₂ , тыс. т	5200
			Р ₃ , тыс. т	48
	Кобальт	1 РУ	С ₂ , тыс. т	12
			Р ₃ , тыс. т	5
	Алюминий	2 РУ	Р ₂ , млн т	10
Р ₃ , млн т			168	
Магний	1 РУ	С ₂ , млн т	82,357	
		Р ₁ , млн т	4539	
Благородные металлы	Золото коренное	6 РУ	С ₂ , т	0,197
			Р ₁ , т	6,18
			Р ₂ , т	44,5
			Р ₃ , т	125,05
	Золото россыпное	1 РУ	Р ₁ , т	44
			Р ₂ , т	44
			Р ₃ , т	100,4
	Платина коренная	2 РУ	С ₂ , т	2,166
			Р ₁ , т	95,49
			Р ₂ , т	4,17
			Р ₃ , т	95,13
	Платина россыпная	1РУ	Р ₁ , т	16
Р ₂ , т			20	
Р ₃ , т			43	
Неметаллические				
Драгоценные и поделочные камни	Алмазы	2 АР	Р ₃ , млн карат	81,2

Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты-1000/3 прогнозируемых объектов полезных ископаемых, их прогнозных ресурсов или минергенического потенциала

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категории		Баланс ресурсов по результатам работ (+,-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам	
		на начало работ	по результатам работ			
1	Вожминский золото-медно-никелевый рудный узел 1.1.1 Ni,Cu,Au Рудное золото	–	P ₃ – 47,5 т	+ 47,5 т	ГДП-200 листов Р-37-I, VII, первая очередь	
2	Кенозерский потенциальный золоторудный узел 1.1.2 Au Рудное золото	P ₃ – 90 т	P ₃ – 67,5 т	–22,5 т	ГДП-200 листа Р-37-XIV, первая очередь. Поисковые работы, вторая очередь	
3	Кожозерско-Нименьгский потенциальный платино-золоторудно-россыпной узел 0.0.2 Au,Pt/ PR ₁ ;V	Россыпное золото	P ₁ – 22 т P ₂ – 14 т P ₃ – 80 т (по Нименьгской площади)	P ₃ – 128,4 т	+48,4 т	ГДП-200 листов Р-37-II, VIII, первая очередь. Поисковые работы на рудное золото, вторая очередь
		Рудное золото	P ₃ – 7	P ₃ – 47,1 т	+40,1	
		МПП	P ₁ – 8 т P ₂ – 7 т (по Нименьгской площади)	P ₃ – 48,2 т	+48,26 т	
4	Вытегорский потенциальный бокситоносный узел 3.0.2 Al Бокситы	–	P ₃ – 215,2 млн т	+215,2 млн т	ГДП-200, лист Р-37-XXVI, вторая очередь. Поисковые работы на листе Р-37-XXV, вторая очередь	

**Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных
на геологической карте дочетвертичных образований листа Р-37 Госгеолкарты-1000/3**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина, 220 м, вскрывает разрез верхнего девона и карбона	[66], скв. 669
2	Скважина, 244 м, вскрывает разрез верхнего девона и карбона	[62], скв. 662
3	Скважина, 760 м, вскрывает разрез венда, среднего и верхнего девона, карбона, нижней перми	[62], скв. 641
4	Скважина, 250 м, вскрывает разрез среднего и позднего карбона, нижней и средней перми	[61], скв. 60
5	Скважина, 940 м, вскрывает разрез венда, верхнего девона, карбона, нижней перми	[61], скв. 59

ПРИЛОЖЕНИЕ 7

**Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных
на карте четвертичных образований листа Р-37 Госгеолкарты-1000/3**

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Скважина, 123 м, вскрывает разрез верхнего неоплейстоцена	[56], скв. 23
2	Скважина, 40 м, вскрывает разрез верхнего неоплейстоцена	[56], скв. 229
3	Скважина, 10 м, вскрывает разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	[62], скв. 656
4	Скважина, 58 м, вскрывает разрез верхнего неоплейстоцена	[62], скв. 654
5	Скважина, 45 м, вскрывает разрез верхнего неоплейстоцена	[61], скв. 100
6	Скважина, 65 м, вскрывает разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	[61], скв. 1
7	Скважина, 118 м, вскрывает разрез среднего и верхнего неоплейстоцена	[64], скв. 157
8	Разрез лимноаллювия верхнего неоплейстоцена – голоцена	Настоящая работа, обн. 500
9	Разрез московского гляциофлювиала	Настоящая работа, обн. 502

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КЧО

Номер клетки	Номер на карте	Наименование геологического подразделения (объект датирования)	Материал для исследования	Метод определения	Возраст, тыс. лет	Географическая привязка		Авторский номер пункта
						Координата X	Координата Y	
V-6	1	Лимноаллювий первой надпойменной террасы	Кварц	ОСЛ	12 ± 1 (RGI-0244)	N60°41'08"	E41°51'35"	500 (авторский)
V-6	2	Лимноаллювий первой надпойменной террасы	Кварц	ОСЛ	13 ± 1 (RGI-0243)	N60°41'08"	E41°51'35"	500 (авторский)
V-6	3	Лимноаллювий первой надпойменной террасы	Кварц	ОСЛ	19 ± 1 (RGI-0241)	N60°41'08"	E41°51'35"	500 (авторский)
VI-6	4	Лимноаллювий первой надпойменной террасы	Кварц	ОСЛ	144 ± 11 (RGI-0242)	N60°36'13"	E41°48'56"	502 (авторский)

Петрогеохимическая характеристика стратифицированных образований

Свита	Кирицкая свита							
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	52,4	50,3	51,9	51,1	52,6	54	51,7	54,9
Al ₂ O ₃	14,5	12,4	13	15,6	14,1	13,1	12,4	13,2
TiO ₂	1,08	0,7	0,76	0,88	1,3	1,13	0,67	0,95
Fe ₂ O ₃	11,7	11	10,8	10,8	13,1	12,4	10,4	10,1
MnO	0,22	0,21	0,19	0,16	0,2	0,22	0,17	0,2
MgO	6,12	11,5	8,58	6,39	5,45	4,88	10	6,86
CaO	7,89	8,13	10,3	9,04	7,15	8,28	9,76	7,45
Na ₂ O	2,97	2,51	1,44	3,94	4,44	4,44	4,44	4,44
K ₂ O	0,59	0,26	0,74	0,05	0,16	0,23	0,12	0,059
P ₂ O ₅	0,12	0,079	0,078	0,12	0,13	0,12	0,068	0,13
ппп	2,4	2,76	2,24	2,09	1,67	1,41	2,17	1,6
Сумма	99,99	99,85	100,03	100,17	100,3	100,21	101,9	99,89
Микроэлементы, г/т								
La	–	10,4	8,96	11,3	8,67	15,4	8,15	7,34
Ce	–	22	18,3	22	18,6	32,1	16,2	17,3
Pr	–	2,85	2,44	2,79	2,55	3,97	1,99	2,22
Nd	–	10,9	10,63	11,07	10,8	16,34	8,11	9,54
Sm	–	2,05	2,15	2,31	2,56	3,27	1,76	2,34
Eu	–	0,81	0,66	0,8	0,94	1,15	0,63	0,54
Gd	–	2,28	2,85	2,62	3,06	3,62	1,98	2,46
Tb	–	0,41	0,45	0,38	0,51	0,56	0,34	0,41
Dy	–	2,58	2,81	2,6	3,66	3,57	2,19	2,61
Ho	–	0,53	0,58	0,52	0,74	0,72	0,42	0,55
Er	–	1,35	1,62	1,41	2,04	1,93	1,13	1,53
Tm	–	0,19	0,24	0,21	0,3	0,29	0,17	0,22
Yb	–	1,24	1,4	1,4	2	2,01	1,23	1,6
Lu	–	0,21	0,19	0,2	0,31	0,3	0,19	0,24
Cr	–	827	430	203	85,6	84,5	506	295
Cu	–	20,1	45,3	–	–	–	–	–
Ga	–	13,4	13,4	14,6	13,6	15,1	12,9	8,85
Ge	–	1,07	0,73	1,67	1,23	1,55	1,54	1,25
Rb	–	5,33	20,6	<2	5,88	3,56	3,3	<2
Sr	–	255	298	282	146	332	305	82,3
Y	–	14,1	17,2	15,1	21,2	19,6	12,8	14,4
Zr	–	59,4	67,9	94,2	90,3	80,2	59,6	91,5
Nb	–	2,5	2,75	3,02	4,07	3,75	2,01	3,23
Ba	–	136	229	11,5	41,3	98,9	57,5	43,1
Hf	–	1,5	1,9	2,23	2,62	2,18	1,67	2,57
Ta	–	0,17	0,24	0,19	0,33	0,28	0,14	0,21

Свита	Киричская свита							Кожозерская свита
	№ п/п	9	10	11	12	13	14	
SiO ₂	54,2	50,8	52,4	52,5	49,1	51,2	53,7	47,2
Al ₂ O ₃	14,4	10,3	13	14,1	10,2	12,6	14,7	16,4
TiO ₂	0,74	0,57	0,68	0,8	0,57	0,62	0,75	0,83
Fe ₂ O ₃	9,94	10,9	10,4	10,9	11,2	10,3	9,44	11
MnO	0,17	0,2	0,17	0,17	0,18	0,16	0,17	0,19
MgO	5,9	12,5	8,41	6,52	15,4	10,8	6,45	8,55
CaO	8,46	10,3	10,3	10,2	8,55	9,22	9,96	10,7
Na ₂ O	4,44	4,44	4,44	4,44	4,44	4,44	4,44	4,44
K ₂ O	0,09	0,66	0,66	0,52	0,4	0,3	0,022	0,35
P ₂ O ₅	0,1	0,068	0,074	0,087	0,056	0,08	0,084	0,087
ппп	1,4	2,4	2,36	1,92	3,32	2,58	2,25	3,34
Сумма	99,84	103,14	102,89	102,16	103,42	102,3	101,97	103,09
Микроэлементы, г/т								
La	10,3	6,62	8,6	9,54	4,24	8,73	8,92	9,65
Ce	21,3	13,2	17,4	19,1	10,2	18,7	18,9	21,1
Pr	2,79	1,68	2,24	2,43	1,4	2,28	2,4	2,67
Nd	12,3	6,75	9,24	9,87	5,84	9,59	10,4	11,1
Sm	2,42	1,82	2,15	2,09	1,53	1,97	2,27	2,25
Eu	0,74	0,62	0,7	0,72	0,3	0,55	0,69	0,67
Gd	2,27	1,63	2,15	2,32	1,53	2,12	2,12	2,39
Tb	0,35	0,3	0,36	0,37	0,28	0,34	0,38	0,42
Dy	2,34	1,88	2,18	2,51	1,7	2,13	2,43	2,74
Ho	0,5	0,36	0,45	0,5	0,34	0,41	0,49	0,56
Er	1,27	0,98	1,25	1,38	0,93	1,17	1,32	1,54
Tm	0,18	0,14	0,18	0,19	0,13	0,17	0,19	0,23
Yb	1,38	0,95	1,2	1,24	0,91	1,09	1,2	1,46
Lu	0,2	0,16	0,16	0,22	0,15	0,17	0,19	0,21
Cr	42,9	886	356	276	2990	614	117	188
Cu	–	–	–	–	–	–	–	–
Ga	12,8	10,3	12	13,1	9,05	11,8	12,2	12
Ge	1,25	1,43	1,81	1,45	1,14	1,59	1,28	1,54
Rb	<2	14,5	13,3	11,8	7,92	6,54	<2	8,48
Sr	246	117	187	222	44,7	187	189	126
Y	12,7	10,8	12,2	14,3	9,4	11,9	13,6	14,9
Zr	76,6	53,8	67	67,8	51	67,3	68,4	156
Nb	2,92	2,05	2,44	2,86	1,94	2,41	3,04	4,05
Va	32,5	247	185	211	137	82,1	49,7	227
Hf	2,13	1,28	1,7	2,02	1,31	1,69	1,7	3,43
Ta	0,21	0,13	0,21	0,18	0,11	0,19	0,22	0,29

Свита	Кожозерская свита							
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	52,7	49,4	47,1	38,5	40	41,9	37,9	27,6
Al ₂ O ₃	15,8	18,2	14,5	4,33	10,3	3,89	4,91	3,4
TiO ₂	0,36	0,26	1,78	0,21	1,02	0,25	0,42	0,19
Fe ₂ O ₃	7,74	6,14	15	2,62	7,06	3,48	4,74	2,12
MnO	0,18	0,15	0,2	0,1	0,27	0,19	0,28	0,1
MgO	8,06	9,98	6,87	17,3	9,69	11,7	12	17,8
CaO	10,1	7,46	8,7	23,8	19,6	27,5	23,8	26,7
Na ₂ O	2,1	2,93	2,22	0,63	1,67	1,15	1,17	0,49
K ₂ O	0,67	1,24	0,14	1,18	2,22	0,49	1,27	0,17
P ₂ O ₅	<,05	<,05	0,26	0,067	0,21	0,11	1,33	0,074
ппп	2,25	3,85	3,06	11,5	7,91	9,55	12,3	21,4
Сумма	99,9	99,6	99,8	100	100	100	100	100
Свита	Кожозерская свита							
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	40,5	34,9	55,9	54,3	56,2	56	56,7	54,7
Al ₂ O ₃	6,7	6,4	15,4	14,9	14,8	15	15	16,3
TiO ₂	0,31	0,46	1,1	1,12	1,13	1,08	1,09	1,17
Fe ₂ O ₃	3,84	3,81	9,76	9,61	9,62	9,66	9,52	10,2
MnO	0,21	0,18	0,1	0,11	0,11	0,11	0,1	0,098
MgO	13,4	19,4	4,51	5,83	4,9	4,92	4,45	5,33
CaO	21,8	17,9	3,96	3,24	3,45	3,87	4,15	2,94
Na ₂ O	1,53	0,5	3,88	3,51	3,37	3,9	3,7	4,01
K ₂ O	1,28	1,35	1,77	2,18	2,12	1,21	1,9	1,84
P ₂ O ₅	0,093	0,093	0,13	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15
ппп	10,5	14,9	3,46	5,09	4,15	4,28	3,2	3,32
Сумма	100	99,9	99,9	100	100	100	99,9	100
Микроэлементы не определяются								

Свита	Кожозерская свита						Виленгская свита	
№ п/п	33	34	35	36	37	38	39	40
SiO ₂	63	52	52,9	52,4	50,3	65,8	60,2	58
Al ₂ O ₃	18,1	14,1	14,6	13,5	13,3	12,2	15,7	15,6
TiO ₂	1	1,05	0,84	0,76	0,8	0,83	0,93	0,78
Fe ₂ O ₃	4,14	11	9,88	9,37	10,2	6,63	9,74	7,66
MnO	0,042	0,17	0,15	0,16	0,17	0,12	0,14	0,25
MgO	2,26	5,87	6,63	8,17	8,56	1,37	4,14	3,77
CaO	1,04	9,77	9,91	10,6	11,7	3,83	3,3	11,3
Na ₂ O	3,5	3,1	2,26	2,3	2,24	4,65	2,62	1,04
K ₂ O	4,28	0,11	0,16	0,23	0,2	1,66	1,99	0,25
P ₂ O ₅	0,1	0,12	0,12	0,11	0,11	0,13	0,11	0,1
ппп	2,54	2,8	2,56	2,31	2,48	2,81	0,82	1,1
Сумма	100	100	100	100	100	100	99,7	99,8
Свита	Виленгская свита							
№ п/п	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	62,6	57,7	57,3	63	53,3	71	62,3	59
Al ₂ O ₃	15,2	19,9	16,9	14,5	15	6,53	13,5	14,5
TiO ₂	0,74	1,13	1,07	0,76	0,92	0,35	0,71	1,03
Fe ₂ O ₃	8,03	8,07	10,1	7,89	9,3	5,12	7,01	9,5
MnO	0,13	0,076	0,2	0,15	0,38	0,097	0,1	0,11
MgO	3,63	3,21	4,24	4,01	4,81	2,5	3,98	4,83
CaO	5,95	3,95	5,81	7,35	14,5	6,21	3,39	3,57
Na ₂ O	2,09	2,23	1,39	1,53	0,81	1,78	3,85	3,87
K ₂ O	0,85	1,49	1,92	0,23	0,24	0,74	1,48	1,21
P ₂ O ₅	0,09	0,12	0,12	0,1	0,11	0,061	0,11	0,15
ппп	0,55	2,01	0,94	0,27	0,72	5,75	3,54	2,25
Сумма	99,8	99,9	100	99,8	100	100	100	100
Микроэлементы не определяются								

Свита				Виленгская свита				
№ п/п	49	50	51	52	53	54	55	56
SiO ₂	59	60	57	58,4	56,1	53,4	67,8	58,2
Al ₂ O ₃	13,7	13,8	14,1	14,3	15,3	7,82	10	19,3
TiO ₂	0,98	1,01	1,18	1	0,97	0,53	0,54	1,18
Fe ₂ O ₃	9,38	9,48	10,4	9,8	10,2	7,51	5,98	6,7
MnO	0,11	0,13	0,13	0,12	0,12	0,21	0,093	0,066
MgO	4,31	4,62	4,95	4,39	4,58	3,22	2,35	3,11
CaO	4,07	3,86	5,1	5,39	4,1	13,7	5,56	3,09
Na ₂ O	3,45	3,38	3,6	3,15	4,06	1,57	2,69	3,29
K ₂ O	2,15	1,35	2,09	2,04	1,56	0,94	1,46	1,83
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,16	0,14	0,13	0,11	0,11	0,13
ппп	2,69	2,37	1,29	1,23	2,81	11,1	3,44	3,14
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100

Свита		Виленгская свита		
№ п/п	57	58	59	60
Номер пр.	7-30,5	7-48	7-36,5	7-84,7
SiO ₂	57	57,9	57,9	58,5
Al ₂ O ₃	18,8	19,1	18,9	19,9
TiO ₂	1,09	1,09	1,09	1,18
Fe ₂ O ₃	8,28	7,34	7,24	6,52
MnO	0,069	0,065	0,07	0,058
MgO	3,51	3,27	3,27	2,65
CaO	3,54	3,6	3,91	3,13
Na ₂ O	2,53	2,49	3,1	2,48
K ₂ O	1,58	1,82	1,42	2,26
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,11	0,11
ппп	3,4	3,31	2,93	3,17
Сумма	100	100	100	100

Микроэлементы не определяются

Формация	Комплекс габброидов Ветреного пояса							
	№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	50,7	42,1	43,2	43,5	51,6	47	51,4	50,7
Al ₂ O ₃	16,6	6	5,9	5,81	15,7	8,56	14,4	6,74
TiO ₂	0,38	0,44	0,41	0,38	0,39	0,4	0,57	0,47
FeO _(tot)	6,75	11,8	14	12,7	8,08	10,2	8,45	9,35
MnO	0,14	0,16	0,28	0,28	0,17	0,21	0,16	0,18
MgO	8,68	24,7	24,6	24,4	8,22	20	9,28	17,6
CaO	12,5	6,87	5,04	6,46	10,9	6,35	11,4	11,5
Na ₂ O	1,7	0,88	0,15	0,05	2,48	1,39	2,08	1,15
K ₂ O	0,55	0,1	0,07	0,07	0,59	0,07	0,46	0,24
P ₂ O ₅	0,06	0,03	0,03	0,12	0,03	0,06	0,06	0,03
ппп	2,05	6,41	5,9	5,65	1,91	5,36	1,86	1,22
Сумма	100,11	99,49	99,57	99,42	100,07	99,59	100,12	99,18
Микроэлементы, г/т								
La	5,14	2,65	5,69	5,91	7,51	7,05	5,37	2,74
Ce	10,6	6,73	12,5	12,2	14,9	12,8	11,5	7,37
Pr	1,3	0,93	1,46	1,46	1,8	1,55	1,44	0,95
Nd	5,35	4,31	6,04	6,45	6,83	7,11	6,38	5,57
Sm	1,21	1,05	1,24	1,12	1,44	1,66	1,52	1
Eu	0,44	0,29	0,45	0,35	0,57	0,46	0,49	0,27
Gd	1,25	1,23	1,39	1,35	1,48	1,54	1,57	1,27
Tb	0,2	0,2	0,2	0,22	0,24	0,25	0,26	0,21
Dy	1,29	1,27	1,26	1,11	1,47	1,35	1,73	1,55
Ho	0,25	0,28	0,22	0,22	0,25	0,28	0,35	0,34
Er	0,71	0,79	0,62	0,58	0,69	0,86	1	0,98
Tm	0,1	0,11	0,08	0,08	0,09	0,11	0,14	0,11
Yb	0,68	0,76	0,58	0,57	0,75	0,71	0,99	0,83
Lu	0,11	0,1	0,09	0,09	0,12	0,08	0,16	0,13
Cr	–	–	2100	1760	77	1820	–	2130
Cu	–	–	5,95	44,8	14,3	20,5	–	20,1
Ga	11,1	6,13	8,47	7,31	17,9	9,98	10,4	7,87
Ge	–	–	1,98	0,9	0,93	0,55	–	1,42
Rb	10,6	<2	<2	<2	12,1	<2	12,3	4,59
Sr	209	80,2	124	101	317	145	129	81,1
Y	6,73	7,05	7,42	7,7	8,4	9,28	9,31	9,9
Zr	27,3	27,1	35,5	38,7	32,9	51,1	36,4	40,3
Nb	1,41	1,45	1,85	1,56	1,49	2,43	1,95	1,7
Ba	189	14,3	48	51,7	240	74	134	73,5
Hf	0,84	0,82	0,88	1,01	0,62	1,38	1,03	1,02
Ta	<0,1	0,1	0,11	0,1	0,11	0,2	0,13	0,12
Th	0,76	0,55	0,86	1,36	0,99	1,69	0,99	1,1
U	0,16	0,17	1,28	0,27	0,28	0,31	0,21	<0,1

Формация	Комплекс габброидов Ветреного пояса								
	№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	53,2	52	51,3	49,2	52,8	53,7	46,7	52,1	
Al ₂ O ₃	16,1	8,53	13,5	14,3	14,7	7,11	14,3	15,7	
TiO ₂	0,51	0,51	0,63	0,62	0,64	0,55	0,88	0,72	
FeO _(tot)	7,8	9,15	9,84	9,35	9,29	5,13	12,3	9,25	
MnO	0,15	0,17	0,23	0,14	0,17	0,19	0,17	0,2	
MgO	6,64	14,1	8,67	10,1	7,25	14,7	10,7	6,35	
CaO	10,3	12,6	11,7	9,86	10,5	12,4	9,53	10,9	
Na ₂ O	2,32	0,94	2,05	2,69	1,85	2	1,83	1,95	
K ₂ O	1,07	0,35	0,29	0,95	0,55	0,39	0,38	0,91	
P ₂ O ₅	0,09	0,03	0,07	0,07	0,08	0,26	0,15	0,1	
ппп	1,89	1,26	1,77	2,7	2,02	3,56	2,91	1,82	
Сумма	100,07	99,64	100,05	99,98	99,85	99,99	99,85	100	
Микроэлементы, г/т									
La	10,4	8,34	7,09	6,3	10,2	6,09	11,2	11	
Ce	20,9	15,5	14,8	12,3	20,3	16	24	20,1	
Pr	2,53	1,99	1,85	1,6	2,56	1,7	3,01	2,54	
Nd	10,2	7,74	7,78	6,81	11,6	7,86	12,4	11,3	
Sm	1,94	2,02	1,92	1,68	1,95	2,12	2,89	2,29	
Eu	0,65	0,66	0,54	0,71	0,8	0,61	0,71	0,84	
Gd	2	1,75	2,03	1,83	1,87	2,64	2,86	2,69	
Tb	0,28	0,33	0,31	0,3	0,34	0,45	0,42	0,47	
Dy	1,79	1,99	2,04	1,94	2,21	2,25	2,32	2,34	
Ho	0,37	0,35	0,42	0,41	0,46	0,4	0,44	0,45	
Er	1,04	1,01	1,17	1,17	1,26	1,43	1,37	1,49	
Tm	0,14	0,12	0,16	0,16	0,16	0,15	0,19	0,22	
Yb	1	1,1	1,16	1,15	1,02	0,86	1,28	1,27	
Lu	0,16	0,18	0,17	0,17	0,18	0,08	0,17	0,18	
Cr	–	1820	–	–	75	88,2	379	59	
Cu	–	14,8	–	–	51,5	5,69	18,7	26,4	
Ga	13,7	12,4	10,9	12	15,5	7,59	15,5	19,2	
Ge	–	0,98	–	–	1,08	1,06	1,21	1,16	
Rb	25,8	8,87	7,26	28,3	11,3	6,05	6,9	21,5	
Sr	307	196	135	488	223	131	244	290	
Y	9,92	10,1	11	11	12,7	13,1	13,7	13,8	
Zr	42,4	40	36,9	34,1	49,1	90	91,2	61	
Nb	2,32	2,03	2,3	1,62	2,3	4,52	6,29	3,26	
Ba	304	166	82,8	320	208	403	173	453	
Hf	1,31	0,83	1,19	1,02	1,37	2,55	2,01	1,59	
Ta	0,16	0,16	0,14	0,11	0,13	0,44	0,37	0,25	
Th	1,88	1,13	1,2	0,66	1,58	4,42	0,81	1,79	
U	0,43	0,25	0,27	0,16	0,52	0,64	0,15	0,22	

Формация	Комплекс габброидов Ветреного пояса							
	№ п/п	17	18	19	20	21	22	23
Номер пр.	2206	2807	1859	1844	1024-1	2201	1042	2202
SiO ₂	49,8	52	51,8	51,3	56,4	48,2	44,9	50,8
Al ₂ O ₃	13,7	15,2	15,2	14,2	18,9	14,4	12,5	15,3
TiO ₂	1,29	0,81	0,72	0,64	1,17	1,73	1,44	1,8
FeO _(tot)	16,6	10,2	9,56	8,94	6,05	12,9	15,8	10,7
MnO	0,24	0,22	2,02	0,69	0,17	0,13	0,21	0,14
MgO	6,6	7,47	5,59	8,86	5,13	6,01	11,5	4,58
CaO	6,24	10,4	9,8	10,5	2,14	5,45	8,58	5,34
Na ₂ O	1,48	2,13	2,01	1,63	7,23	3,43	1,63	4,36
K ₂ O	0,56	0,52	0,76	0,65	0,37	0,27	0,18	0,29
P ₂ O ₅	0,2	0,11	0,09	0,07	0,14	0,42	0,13	0,45
ппп	3,38	0,91	2,49	2,53	2,24	7,07	2,76	6,36
Сумма	100,09	99,97	100,04	100,01	99,94	100,01	99,63	100,12
Микроэлементы, г/т								
La	8,95	9,8	12,8	8,38	27,5	19,1	6,4	26,2
Ce	20,4	20,9	27,1	16,7	60,8	40,8	15,7	56,4
Pr	2,7	2,67	3,31	2,36	6,98	5	2,22	6,75
Nd	11,9	11,3	13,4	10,9	32,5	20,2	10,44	27,3
Sm	2,6	2,46	2,58	2,15	4,44	3,95	2,31	5,14
Eu	1,03	0,78	0,93	0,65	1,46	0,93	0,74	1,38
Gd	2,62	2,55	2,69	2,38	4,03	3,48	2,7	4,42
Tb	0,4	0,4	0,41	0,44	0,54	0,48	0,43	0,62
Dy	2,62	2,58	2,68	2,47	3,21	2,95	2,44	3,7
Ho	0,54	0,54	0,5	0,56	0,57	0,58	0,49	0,73
Er	1,55	1,55	1,36	1,59	1,72	1,71	1,39	1,93
Tm	0,21	0,23	0,2	0,22	0,19	0,23	0,22	0,26
Yb	1,46	1,54	1,24	1,19	1,57	1,57	1,31	1,76
Lu	0,21	0,24	0,18	0,19	0,3	0,24	0,2	0,25
Cr	–	–	31,3	476	468	–	360	–
Cu	–	–	31,8	32,8	59,7	–	38	–
Ga	13	13	17,7	14,4	17,2	15,7	12	15,4
Ge	–	–	1,19	1,41	0,96	–	1,3	–
Rb	12,6	11,4	23,3	14,2	13,1	4,15	3,02	2,86
Sr	268	193	268	224	318	179	288	205
Y	14	14,5	14,8	15	15,5	15,5	17,4	18,2
Zr	48,1	54,7	69,5	63,6	117	137	66,6	151
Nb	4,32	2,76	3,16	2,6	6,5	12,3	3,87	14,3
Ba	405	103	565	581	165	103	72,6	118
Hf	1,3	1,62	1,69	1,45	3,07	3,32	1,63	3,77
Ta	0,24	0,17	0,24	0,22	0,5	0,67	0,27	0,76
Th	0,41	1,07	2,22	1,47	5,12	1,53	0,44	1,79
U	0,14	0,22	0,33	0,24	0,59	0,25	<0,1	0,33

Формация	Комплекс габброидов Ветреного пояса								
	№ п/п	24	25	26	27	28	29	30	31
№ пр.	2202	2209	1027	1232	2208	1024-2	1040	2214	
SiO ₂	50,8	48,4	57,2	45,5	45,1	50,5	56,2	57,2	
Al ₂ O ₃	15,3	14,2	20,8	15,6	14,5	13,3	12,1	14,4	
TiO ₂	1,8	1,97	1,22	1,78	2,1	2,14	0,98	2,32	
FeO _(tot)	10,7	14,9	9	15,4	17,6	15,9	7,91	12,9	
MnO	0,14	0,33	0,08	0,19	0,24	0,21	0,14	0,12	
MgO	4,58	5,64	2,92	7,08	6,48	4,78	8,49	3,82	
CaO	5,34	8,51	2,4	8,85	7,19	8,21	8,98	1,08	
Na ₂ O	4,36	3,88	0,61	1,92	2,76	3,24	3,85	2,93	
K ₂ O	0,29	0,69	2,23	0,61	1,72	0,83	0,23	1,34	
P ₂ O ₅	0,45	0,27	0,19	0,23	0,32	0,19	0,2	0,5	
ппп	6,36	1,28	3,29	2,79	2,1	0,7	0,88	3,45	
Сумма	100,12	100,07	99,94	99,95	100,11	100	99,96	100,06	
Микроэлементы, г/т									
La	26,2	12,7	27,1	11,6	16,6	10,2	42,3	–	
Ce	56,4	29,2	58,9	27,1	37,2	27	90,3	–	
Pr	6,75	3,7	7,73	3,32	4,87	3,31	12	–	
Nd	27,3	15,6	32,1	16,9	21,3	17,2	50,9	–	
Sm	5,14	3,61	5,05	3,46	4,64	4,25	8,01	–	
Eu	1,38	1,09	0,99	1,24	1,38	1,51	1,26	–	
Gd	4,42	3,46	4,73	3,28	4,52	5,13	9,31	–	
Tb	0,62	0,55	0,68	0,54	0,7	1,1	1,38	–	
Dy	3,7	3,36	4,22	3,48	4,28	7,76	7,32	–	
Ho	0,73	0,71	0,82	0,74	0,87	1,66	1,56	–	
Er	1,93	1,97	2,15	2,06	2,35	4,47	4,86	–	
Tm	0,26	0,28	0,36	0,26	0,33	0,59	0,7	–	
Yb	1,76	1,93	2,33	1,71	2,22	4,19	3,61	–	
Lu	0,25	0,28	0,4	0,28	0,33	0,79	0,67	–	
Cr	–	–	230	168	–	104	39,7	–	
Cu	–	–	6,57	75,1	–	49,8	21,2	–	
Ga	15,4	15,2	24,4	17	16,1	20,2	8,15	–	
Ge	–	–	2,28	1,01	–	1,85	0,91	–	
Rb	2,86	16	99	21,8	47	21,6	3,29	–	
Sr	205	165	171	385	258	180	363	–	
Y	18,2	18,6	21,1	21,4	22,8	41,7	49,4	–	
Zr	151	101	148	80,9	89,8	134	417	–	
Nb	14,3	8,97	7,4	5,82	8,13	13	19,1	–	
Ba	118	156	538	207	512	213	83,8	–	
Hf	3,77	2,52	4,68	2,14	2,41	4,12	11	–	
Ta	0,76	0,48	0,62	0,37	0,43	0,86	1,6	–	
Th	1,79	0,74	8,39	0,49	0,76	4,22	4,93	–	
U	0,33	0,24	2,25	0,21	0,21	0,7	0,66	–	

Формация	Комплекс габброидов Ветреного пояса			Базит-гипербазитовый комплекс Ветреного пояса				
	№ п/п	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	45,3	45,9	48,3	36,7	39,9	36,4	38,3	39
Al ₂ O ₃	15	14,4	13,3	2,9	3,93	2,49	3,76	3,8
TiO ₂	1,45	1,32	0,73	0,21	0,19	0,19	0,23	0,23
FeO _(tot)	12,5	14,1	13	12,3	11,1	14,1	14	14,7
MnO	0,59	0,32	0,18	0,23	0,17	0,22	0,3	0,22
MgO	6,59	9,31	9,86	34,2	31,1	33,5	29,2	28
CaO	6,67	8,72	9,67	0,49	2,75	1,37	3,53	2,67
Na ₂ O	2,39	2,05	2,11	0,11	0,05	0,05	0,52	0,05
K ₂ O	0,89	0,59	0,32	0,1	0,02	0,05	0,07	0,09
P ₂ O ₅	0,39	0,32	0,12	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
ппп	8,21	2,89	2,38	11,7	9,92	10,3	9,5	10,3
Сумма	99,98	99,92	99,97	98,96	99,15	98,69	99,43	99,08
Микроэлементы, г/т								
La	–	–	–	1,56	2,21	2	1,77	2,05
Ce	–	–	–	3,55	4,39	3,97	3,75	4,39
Pr	–	–	–	0,46	0,53	0,46	0,45	0,58
Nd	–	–	–	1,88	2,34	2,03	1,97	2,75
Sm	–	–	–	0,49	0,44	0,5	0,47	0,6
Eu	–	–	–	0,15	0,15	0,12	0,13	0,14
Gd	–	–	–	0,52	0,51	0,57	0,56	0,62
Tb	–	–	–	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08
Dy	–	–	–	0,55	0,49	0,55	0,63	0,5
Ho	–	–	–	0,11	0,1	0,08	0,13	0,09
Er	–	–	–	0,29	0,3	0,22	0,37	0,24
Tm	–	–	–	0,04	0,05	0,03	0,06	0,03
Yb	–	–	–	0,28	0,28	0,18	0,37	0,17
Lu	–	–	–	0,05	0,05	–	0,05	0,01
Cr	–	–	–	–	4050	3330	–	2890
Cu	–	–	–	–	–	23	–	14,2
Ga	–	–	–	3,21	4,16	4,55	3,82	4,96
Ge	–	–	–	–	0,98	0,78	–	0,85
Rb	–	–	–	<2	<2	<2	<2	3,58
Sr	–	–	–	11,2	16,4	17,1	25,8	48,3
Y	–	–	–	2,74	3,09	3,53	3,57	4,03
Zr	–	–	–	13,2	27,9	19,4	12,1	28,2
Nb	–	–	–	<0,5	0,78	0,61	0,57	0,67
Ba	–	–	–	20,3	6,98	47,2	8,89	76,8
Hf	–	–	–	0,36	0,65	0,6	0,34	0,66
Ta	–	–	–	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Th	–	–	–	0,22	0,29	0,2	0,4	0,37
U	–	–	–	1,74	<0,1	0,19	0,15	0,15

Форма-ция	Базит-гипербазитовый комплекс Ветреного пояса									
	№ п/п	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	38,2	39,3	40,4	36,8	38,9	37,5	38,5	48,6	46,7	
Al ₂ O ₃	3,4	4,24	4,84	3,05	3,4	3,06	4,14	4,47	4,4	
TiO ₂	0,22	0,31	0,33	0,22	0,33	0,22	0,28	0,34	0,32	
FeO _(tot)	12,9	12,3	12,3	13,8	14,8	14,1	12,2	10,3	10,7	
MnO	0,19	0,17	0,18	0,23	0,24	0,19	0,18	0,08	0,19	
MgO	32,4	29,7	28,2	33,7	29,2	32,4	29,9	24,3	22,7	
CaO	1,44	3,83	4,49	1,34	2,8	2,16	4,19	5,51	9,38	
Na ₂ O	0,05	0,49	0,62	0,05	0,44	0,05	0,44	0,64	0,83	
K ₂ O	0,07	0,14	0,07	0,04	0,09	0,1	0,07	0,07	0,08	
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	
ппп	10	8,96	7,96	9,85	9,28	9,54	9,41	5,05	4,33	
Сумма	98,9	99,47	99,41	99,11	99,51	99,34	99,34	99,38	99,65	
Микроэлементы, г/т										
La	2,07	2,49	2,14	–	3,21	2,97	2,61	2,02	2,2	
Ce	4,42	5,36	4,89	–	6,41	6,07	5,64	3,82	5,19	
Pr	0,56	0,7	0,63	–	0,8	0,75	0,74	0,5	0,64	
Nd	2,48	2,99	2,74	–	3,3	3,16	3,07	2,31	3,04	
Sm	0,49	0,74	0,68	–	0,75	0,64	0,74	0,69	0,77	
Eu	0,18	0,2	0,18	–	0,19	0,2	0,24	0,05	0,2	
Gd	0,66	0,79	0,75	–	0,82	0,91	0,86	0,92	0,87	
Tb	0,08	0,12	0,13	–	0,13	0,12	0,14	0,16	0,16	
Dy	0,48	0,76	0,79	–	0,79	0,62	0,9	0,98	0,93	
Ho	0,09	0,16	0,16	–	0,17	0,12	0,18	0,2	0,22	
Er	0,24	0,44	0,47	–	0,48	0,32	0,52	0,55	0,6	
Tm	0,03	0,06	0,07	–	0,06	0,05	0,08	0,07	0,09	
Yb	0,22	0,41	0,46	–	0,46	0,26	0,51	0,49	0,58	
Lu	–	0,07	0,07	–	0,07	0,03	0,07	0,08	0,09	
Cr	3270	–	–	3550	–	2490	–	–	–	
Cu	20,7	–	–	23,7	–	13,9	–	–	–	
Ga	5,4	4,25	4,94	4,48	3,78	4,92	4,59	4,28	4,42	
Ge	0,73	–	–	1,68	–	0,9	–	–	–	
Rb	<2	<2	<2	<2	<2	3,62	<2	<2	<2	
Sr	17,9	27,4	41,9	15,5	28	29,7	28,4	6,94	35,6	
Y	4,06	4,15	4,36	4,37	4,46	4,54	4,86	5,19	5,57	
Zr	19,5	18,6	19,8	20,6	20,3	25,2	17,9	16,7	15,7	
Nb	0,69	0,93	1,05	0,77	1,05	0,95	0,82	0,89	0,7	
Ba	39,7	5,82	43,8	38,3	12,8	63,5	5,16	4,77	6,46	
Hf	0,53	0,54	0,57	0,67	0,58	0,61	0,5	0,49	0,45	
Ta	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,32	<0,1	<0,1	<0,1	
Th	0,33	0,4	0,41	0,31	0,42	0,46	0,39	0,28	0,37	
U	<0,1	0,11	0,12	0,43	0,16	0,1	0,12	0,65	–	

Формация	Метасоматиты по Кийостровскому базит-гипербазитовому комплексу				
№ п/п	49	50	51	52	53
Номер пр.	4701	4701/1	4701/5	4703	4706/2
SiO ₂	43,7	43,5	42,9	51,9	41,1
Al ₂ O ₃	23,4	20,9	24,2	18,5	26,3
TiO ₂	0,12	0,12	0,1	1,22	0,17
FeO _(tot)	5,77	6,52	5,48	14,5	4,78
MnO	0,087	0,098	0,094	0,2	0,061
MgO	12,1	13,7	11,4	4,18	5,58
CaO	9,6	10,5	11,3	3,61	19
Na ₂ O	1,88	1,71	1,71	2,93	0,82
K ₂ O	1,07	0,84	0,49	2,46	0,46
P ₂ O ₅	<.05	<.05	<.05	0,22	<.05
ппп	2,25	1,98	2,08	0,39	1,65
Сумма	100	99,9	99,9	100	99,9
Микроэлементы, г/т					
La	2,96	2,9	2,33	29,8	5,7
Ce	6,57	5,86	4,91	59,7	11,4
Pr	0,81	0,74	0,6	7,01	1,39
Nd	3,29	2,96	2,35	27,1	5,8
Sm	0,69	0,64	0,41	4,91	1,38
Eu	0,6	0,35	0,3	1,29	1,15
Gd	0,58	0,62	0,41	4,4	1,63
Tb	0,1	0,096	0,067	0,68	0,3
Dy	0,53	0,55	0,39	3,81	1,53
Ho	0,12	0,12	0,072	0,75	0,28
Er	0,3	0,31	0,23	2,03	0,68
Tm	0,043	0,048	0,039	0,3	0,091
Yb	0,32	0,33	0,25	1,94	0,58
Lu	0,047	0,047	0,034	0,28	0,075
Y	3,09	3,13	2,34	20	7,47

Формация	Метасоматиты по Кийостровскому базит-гипербазитовому комплексу								
№ п/п	54	55	56	57	58	59	60	61	62
Номер пр.	АБ-4711	АБ-4711/1	АБ-4711/3	АБ-4712	АБ-4714	АБ-4718	АБ-4720	АБ-4722	АБ-4723
SiO ₂	39,4	41,2	42,2	48,4	54,9	53,5	51,8	51,7	49,3
Al ₂ O ₃	14,3	22,3	4,31	14,1	18	14,4	14,7	19,1	17,4
TiO ₂	3,3	0,12	0,25	0,96	1	0,73	0,81	0,22	0,23
FeO _(tot)	19,2	4,76	12,1	14,8	12,7	11,1	11,4	5,25	5,9
MnO	0,42	0,11	0,34	0,2	0,16	0,15	0,18	0,12	0,11
MgO	7,49	13	27,5	6,57	3,43	6,08	7,69	7,79	10,6
CaO	12,9	9,94	3,16	11,2	3,68	10,6	10,2	12,8	14,2
Na ₂ O	1,22	1,55	0,31	2,23	3	2,26	2,04	2,23	1,54
K ₂ O	0,46	0,95	0,14	1,07	2,31	0,63	0,78	0,36	0,21
P ₂ O ₅	0,91	<0,05	<0,05	0,12	0,21	0,088	0,082	<0,05	<0,05
ппп	0,406	6,189	9,636	0,412	0,564	0,441	0,393	0,347	0,469
Сумма	100	100	99,9	100	99,9	99,9	100	99,9	99,9
Микроэлементы, г/т									
La	43,6	1,86	3,46	13,1	34,9	14,8	7,71	4,41	3,68
Ce	106	3,99	7,89	29,9	66	30,2	17,3	8,68	7,98
Pr	14	0,49	1,02	3,2	7,7	3,53	2,35	1,12	1
Nd	61,2	2,12	3,82	13,3	31,1	14,5	10,4	4,41	4,18
Sm	14,2	0,44	0,8	2,92	5,79	2,71	2,79	0,89	0,98
Eu	3,86	0,39	0,13	0,92	1,55	0,89	0,87	0,43	0,42
Gd	12,9	0,39	0,74	3,02	5,63	2,82	3,01	0,91	0,9
Tb	1,86	0,062	0,11	0,51	0,73	0,43	0,44	0,15	0,13
Dy	10,3	0,31	0,7	3,45	4,5	2,62	3,01	0,84	0,93
Ho	2,18	0,081	0,13	0,76	1	0,58	0,69	0,2	0,22
Er	6,21	0,21	0,41	2,07	2,57	1,5	1,89	0,44	0,54
Tm	0,82	0,03	0,07	0,35	0,34	0,25	0,28	0,069	0,091
Yb	5,67	0,17	0,38	2,17	2,36	1,42	2	0,53	0,55
Lu	0,89	0,015	0,073	0,34	0,32	0,26	0,28	0,081	0,068

Формация	Метасоматиты по Кийостровскому базит-гипербазитовому комплексу								
	№ п/п	63	64	65	66	67	68	69	70
№ пр.	АБ-4726/1	АБ-4726/2	АБ-4726/3	АБ-4728	АБ-4729/1	АБ-4730	АБ-4730/2	АБ-4733	АБ-3711/9
SiO ₂	49,3	57,3	52,1	45,9	46,5	48,1	47,3	64,5	65,2
Al ₂ O ₃	15,2	13	13,9	17,5	18,4	27,3	28	13,9	14,7
TiO ₂	0,75	2,01	0,64	0,12	0,28	0,14	0,21	0,85	0,43
FeO _(tot)	14,5	14,7	11,1	7,85	7,51	3,22	2,76	9,22	3,62
MnO	0,23	0,37	0,19	0,14	0,11	0,1	0,058	0,15	0,066
MgO	6,48	2,11	6,91	13,4	11,4	1,93	2,38	3,22	2,15
CaO	11	9,35	11,8	12	12,3	15,2	15,4	3,93	2,19
Na ₂ O	1,5	0,53	2,3	1,79	2,22	3,11	2,56	2,3	2,86
K ₂ O	0,56	0,16	0,62	0,32	0,48	0,23	0,38	1,48	3,79
P ₂ O ₅	0,097	0,27	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	0,11	0,097
ппп	0,421	0,177	0,387	0,933	0,720	0,645	0,98	0,368	4,91
Сумма	100	99,9	99,9	99,9	99,9	99,9	100	100	100
Микроэлементы, г/т									
La	7,75	18,5	8,49	1,22	2,05	5,61	4,88	35	15,7
Ce	14,3	43	16	3,85	5,95	9,59	9,24	69,9	33,6
Pr	1,91	6,09	2,19	0,58	0,98	1,25	1,23	7,79	4,01
Nd	6,87	28,6	9,17	2,7	4,43	4,61	4,61	29,7	14,3
Sm	1,66	8,33	2,3	0,49	1,34	0,97	0,85	5,27	2,68
Eu	0,54	2,64	0,74	0,31	0,59	0,75	0,5	1,34	0,94
Gd	1,95	8,21	2,14	0,49	1,06	0,73	0,86	4,27	1,73
Tb	0,34	1,35	0,36	0,055	0,17	0,13	0,12	0,57	0,23
Dy	2,75	9,28	2,69	0,4	1,01	0,69	0,76	3,08	1,28
Ho	0,71	2,1	0,64	0,097	0,21	0,14	0,14	0,65	0,28
Er	1,99	5,48	1,55	0,25	0,54	0,38	0,36	1,58	0,65
Tm	0,29	0,79	0,26	0,039	0,074	0,075	0,039	0,2	0,11
Yb	2,03	5,63	1,51	0,26	0,56	0,44	0,38	1,57	0,72
Lu	0,28	0,78	0,25	0,047	0,099	0,062	0,042	0,23	0,12

Формация	Метасоматиты по Кийостровскому базит-гипербазитовому комплексу				
	№ п/п	63	64	65	66
Номер пр.	АБ-3714	АБ-3722/4	АБ-4706/2	АБ-4701	АБ-4701/5
SiO ₂	66,4	53,9	41,8	49,5	44,3
Al ₂ O ₃	15,6	13,3	26	18,4	24,8
TiO ₂	0,43	0,51	0,18	1,98	0,13
FeO _(tot)	3,82	21,9	4,51	6,93	4,66
MnO	0,056	0,15	0,062	0,12	0,094
MgO	2,15	2,55	5,08	4,48	9,92
CaO	2,82	1,87	19,4	11,9	11,4
Na ₂ O	3,09	1,97	0,77	3,64	1,89
K ₂ O	4,1	3,49	0,61	0,58	0,58
P ₂ O ₅	0,11	0,089	<0,05	0,18	<0,05
ппп	1,392	0,359	1,63	2,261	2,230
Сумма	99,9	100	100	99,9	100
Микроэлементы, г/т					
La	12,1	3,06	5,19	4,11	2,96
Ce	23,2	5	10,1	7,33	5,5
Pr	2,75	0,51	1,28	0,86	0,62
Nd	9,79	2,15	5,1	3,17	2,31
Sm	1,9	0,81	1,29	0,51	0,42
Eu	0,87	0,85	1,07	0,67	0,32
Gd	1,4	0,97	1,37	0,6	0,39
Tb	0,18	0,17	0,22	0,096	0,062
Dy	1,01	1,09	1,33	0,5	0,38
Ho	0,18	0,27	0,28	0,11	0,097
Er	0,49	0,79	0,61	0,28	0,21
Tm	0,073	0,12	0,077	0,04	0,031
Yb	0,47	0,89	0,55	0,26	0,24
Lu	0,09	0,15	0,085	0,038	0,041

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов, О. А. Воинова</i>	3
Стратиграфия. <i>Ю. Б. Богданов, И. О. Евдокимова, О. Л. Коссовая, Г. В. Котляр, В. А. Гаврилова, А. В. Максимов</i>	6
Литология донных отложений	98
Магматизм. <i>О. А. Воинова, А. С. Воинов, Б. Ю. Астафьев</i>	102
Метаморфические и метасоматические образования. <i>Б. Ю. Астафьев</i>	131
Тектоника и глубинное строение. <i>Ю. Б. Богданов, О. А. Воинова</i>	146
История геологического развития. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов, О. А. Воинова</i> ...	155
Геоморфология. <i>А. В. Максимов</i>	164
Полезные ископаемые. <i>О. А. Воинова, М. Ю. Ногина</i>	171
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. <i>О. А. Воинова, Б. Ю. Астафьев</i>	240
Гидрогеология. <i>В. П. Белоглазов</i>	264
Эколого-геологическая обстановка. <i>А. В. Максимов, Е. С. Сабирбаева</i>	275
Заключение. <i>Ю. Б. Богданов, А. В. Максимов, О. А. Воинова, А. С. Воинов</i>	284
Список литературы	286
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений, проявлений, пунктов минерализации полезных ископаемых, шлиховых и протолочных проб, показанных на карте полезных ископаемых листа Р-37 – Плесецк Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	300
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа Р-37 – Плесецк Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000	312
<i>Приложение 3.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерогенических подразделений	320
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	324
<i>Приложение 5.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых, их прогнозных ресурсов или минерогенического потенциала	325
<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	326
<i>Приложение 7.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин, показанных на карте четвертичных образований	326
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов на КЧО	327
<i>Приложение 9.</i> Петрогеохимическая характеристика стратифицированных образований	328

Научное издание

**Максимов Антон Владимирович,
Богданов Юрий Борисович,
Воинова Ольга Александровна
и др.**

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

Третье поколение

***Серия Балтийская*
Лист Р-37 – Плесецк**

Объяснительная записка

Редактор, корректор *Е. А. Зотова*
Технический редактор, компьютерная верстка *О. Е. Степурко*

Подписано в печать 16.01.2024. Формат 70 × 100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 21,5. Уч.-изд. л. 29,56.
Тираж 100 экз. Заказ 42014100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. П. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74
Тел. 328-90-90 (доб. 23-23, 24-24). E-mail: izdatel@vsegei.ru

Отпечатано на Картографической фабрике ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-91-90, 321-81-53. E-mail: karta@vsegei.ru

ISBN 978-5-00193-626-8

